

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**LOS GRANDES PALEO-DESPLAZAMIENTOS DE
GÜIMAR Y LA ORATAVA (TENERIFE): ANÁLISIS
GEOLÓGICO, MECANISMOS DE INESTABILIDAD Y
MODELIZACIÓN GEOMECÁNICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Julia Seisdedos Santos

Bajo la dirección de los doctores
Mercedes Ferrer Gijón y Luis I. González de Vallejo

Madrid, 2009

• **ISBN: 978-84-692-1117-5** **© Julia Seisdedos Santos, 2008**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica



**LOS GRANDES PALEO-DESLIZAMIENTOS DE
GÜÍMAR Y LA OROTAVA (TENERIFE):
ANÁLISIS GEOLÓGICO, MECANISMOS DE INESTABILIDAD
Y MODELIZACIÓN GEOMECÁNICA**

TESIS DOCTORAL

TOMO I - MEMORIA

Julia Seisdedos Santos

Madrid, 2008

**LOS GRANDES PALEO-DESLIZAMIENTOS DE GÜÍMAR Y LA OROTAVA (TENERIFE):
ANÁLISIS GEOLÓGICO, MECANISMOS DE INESTABILIDAD
Y MODELIZACIÓN GEOMECÁNICA**



Memoria presentada por Dña. Julia Seisdedos Santos
en el Departamento de Geodinámica de la Facultad
de Ciencias Geológicas de Madrid para optar al grado
de Doctora por la Universidad Complutense.

Directores:

Mercedes Ferrer Gijón

Luis I. González de Vallejo

Esta tesis ha sido realizada gracias a una beca de Formación de Personal Investigador del Instituto Geológico y Minero de España, disfrutada entre 2003-2007.

AGRADECIMIENTOS

No hubiera podido realizar esta Tesis Doctoral sin las enseñanzas, confianza y apoyo que he recibido por parte de numerosas personas a lo largo de estos casi cinco años.

En primer lugar, he de agradecer a mis directores de tesis, Mercedes Ferrer y Luis I. González de Vallejo, la confianza que han depositado en mí. Ellos me han guiado y orientado en toda la investigación y me han aportado las herramientas y conocimientos necesarios para abordar las sucesivas etapas y alcanzar los objetivos planteados. Su propuesta de abordar un tema tan interesante y a la vez complejo como son los paleo-deslizamientos de Güímar y La Orotava, ha supuesto un gran reto para mí y una importante oportunidad que me ha permitido disfrutar al mismo tiempo que esforzarme por aprender y avanzar.

Quiero destacar mi agradecimiento al Instituto Geológico y Minero de España (IGME), donde durante cuatro años (2003–2007) he disfrutado de una beca de Tesis Doctoral en el Área de Investigación y Peligrosidad en Riesgos Geológicos, que ha permitido la realización de esta tesis. En este organismo he podido desarrollar mi trabajo con todas las facilidades y estar en contacto con numerosos profesionales dedicados a los riesgos geológicos.

Gracias a mis directores de tesis he podido también participar, como miembro del IGME, en el proyecto de investigación “GRANDETEN” (Plan Nacional I+D+I, 2004-2007, CGL2004-00899), en cuyo marco se ha desarrollado esta tesis. En este proyecto han participado investigadores de diversas instituciones que han apoyado la investigación y contribuido a su avance. Entre ellas, además del Instituto Geológico y Minero de España, se incluyen la Universidad Complutense de Madrid (UCM), el Consejo Insular de Aguas de Tenerife (CIATFE), la Universidad de La Laguna (ULL) y el Instituto Español de Oceanografía (IEO).

He de dar las gracias a todos los miembros del citado proyecto, ya que muchas de las aportaciones incluidas en esta tesis son fruto de un trabajo en equipo. En especial quiero agradecer su colaboración a varias personas. Una de ellas es José Manuel Navarro Latorre (“El Maño”), quien con su interés por cuestiones geológicas, su experiencia y su capacidad para transmitir y comunicar sus conocimientos se ha convertido en un maestro para mí. También quiero dar las gracias a Juan Jesús Coello (CIATFE) por su generosidad y dedicación. Él nos ha facilitado información obtenida tras años de trabajo, no solo por él mismo, sino también por su padre, Juan Coello, y su abuelo, Telesforo Bravo. Tanto “El Maño” como Juan nos han guiado en el interior de las galerías subterráneas excavadas en los valles. Sin ellos no hubiera sido posible introducirnos en las profundidades del volcán ni descubrir la singularidad que eso entraña. Tampoco habría sido posible realizar los trabajos de campo en las galerías sin la ayuda de Juan Carlos García López-Davalillo, miembro del proyecto y compañero del IGME, siempre dispuesto a colaborar.

Quisiera dar las gracias a varias personas que también han contribuido a la investigación. Entre ellas a Juan Acosta y María Gómez, del IEO, quienes han aportado datos e información del fondo oceánico de Tenerife; así como a Luis Enrique Hernández y Luis Cabrera, quienes nos han facilitado información de las características y propiedades geotécnicas de los materiales volcánicos.

Del mismo modo, quiero expresar mi agradecimiento a todas las personas a las que he consultado dudas y que han dado respuesta a muchas de mis preguntas, entre ellas a Hans-

Ulrich Schmincke, Derek Elsworth, Aline Concha-Dimas, Guillermo Alvarado, Janneke van Berlo, Jan Nieuwenhuis, José Luis Macías, Claudia Corazzato... y también quienes, desde su interés y dedicación al vulcanismo y a la evolución geológica de Tenerife, me han contagiado su curiosidad y entusiasmo: tanto profesores de la facultad de Ciencias Geológicas de Madrid como profesionales que he conocido más recientemente gracias al proyecto de investigación (Nemesio Pérez, Eustaquio Villalba, Ricardo Balcells, José Antonio Rodríguez Losada...).

No puedo olvidar a todos los compañeros del IGME, tanto del Área de Riesgos Geológicos como de otras áreas, con quienes he compartido despacho, interesantes debates y buenos momentos. La mayoría de ellos se han convertido además en inolvidables amigos: África, Ángel, Carlos, Diana, Gerardo, Juan, Julio, Lara, Marga...

Doy las gracias también a todas mis amigas de la facultad y del colegio por mostrarme su interés y transmitirme su apoyo, y, en particular, a Iria y a Enrique, que con sus tesis se han convertido en un estímulo y ejemplo a seguir.

Finalmente, agradecer de todo corazón a mi familia por el cariño y el empuje que me han proporcionado en todo momento.

ÍNDICE

TOMO I - MEMORIA

RESUMEN.....	i
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Antecedentes y planteamiento de la tesis.....	3
1.2. Objetivos.....	5
1.3. Importancia e interés de la investigación.....	5
2. METODOLOGÍA.....	7
2.1. Introducción.....	9
2.2. Recopilación y obtención de datos.....	11
2.3. Análisis de la información.....	12
2.4. Trabajo de campo y ensayos de laboratorio.....	13
2.5. Caracterización de los materiales involucrados en los deslizamientos.....	14
2.6. Modelo geológico.....	14
2.7. Modelo geomecánico.....	15
2.8. Análisis de estabilidad.....	15
2.9. Análisis de incertidumbres.....	15
3. ANTECEDENTES.....	17
3.1. Grandes deslizamientos en edificios volcánicos.....	19
3.1.1. Introducción y terminología.....	19
3.1.2. Grandes deslizamientos en volcanes.....	21
3.1.3. Características de los depósitos.....	25
3.1.4. Grandes deslizamientos en islas volcánicas.....	26
3.1.5. Factores condicionantes y desencadenantes.....	35
3.1.6. Modelización de deslizamientos en volcanes.....	44
3.2. Grandes deslizamientos en el Archipiélago Canario.....	48
3.2.1. Teoría de los grandes deslizamientos.....	48
3.2.2. Grandes deslizamientos en Canarias.....	51
3.2.3. Grandes deslizamientos y tsunamis.....	58
4. MARCO GEOLÓGICO GENERAL.....	63
4.1. Contexto geológico del Archipiélago Canario.....	65
4.2. Marco geológico de Tenerife.....	69
4.2.1. Materiales y geocronología.....	69
4.2.2. Actividad volcánica histórica.....	73
5. DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DESLIZAMIENTOS DE LA OROTAVA Y GÜÍMAR.....	77
5.1. Morfología y geología.....	79
5.2. Depósitos subterráneos.....	87
5.3. Morfología submarina.....	91
5.4. Edad de los deslizamientos.....	97

5.5.	Evolución del Edificio Dorsal.....	102
6.	CARACTERÍSTICAS DE LOS MATERIALES.....	105
6.1.	Descripción de los materiales involucrados en los deslizamientos.....	107
6.1.1.	Descripción y caracterización de los afloramientos.....	107
6.1.2.	Descripción y caracterización de los materiales atravesados por las galerías.....	124
6.1.3.	Síntesis de las características geológicas y geomecánicas y clasificación de los materiales.....	138
6.2.	Descripción de los depósitos denominados “mortalón”.....	142
6.2.1.	Descripción de los materiales.....	142
6.2.2.	Propiedades de la matriz.....	148
7.	MODELOS.....	157
7.1.	Modelo geométrico.....	159
7.1.1.	Perfiles emergidos.....	159
7.1.2.	Reconstrucción paleo-geográfica.....	161
7.1.3.	Perfiles submarinos.....	163
7.1.4.	Modelo geométrico.....	165
7.2.	Modelo hidrogeológico.....	166
7.3.	Modelo geológico.....	167
7.3.1.	Materiales del edificio subaéreo.....	169
7.3.2.	Materiales del edificio sumergido.....	172
7.3.3.	Diques y complejo plutónico.....	174
7.3.4.	Incertidumbres del modelo.....	176
7.4.	Modelo geomecánico.....	176
7.4.1.	Unidades litológicas del modelo geomecánico.....	177
7.4.2.	Propiedades físicas y mecánicas de los materiales.....	180
7.4.3.	Aplicación del criterio de Hoek y Brown.....	181
7.4.4.	Propiedades resistentes de las unidades del modelo geomecánico.....	186
8.	ANÁLISIS DE LOS FACTORES QUE INCIDEN EN EL DESENCADENAMIENTO DE LOS DESLIZAMIENTOS.....	189
8.1.	Sismicidad.....	191
8.1.1.	Aspectos generales.....	191
8.1.2.	Consideraciones sobre la sismicidad y la peligrosidad sísmica en Canarias.....	193
8.1.3.	Valores de aceleración sísmica considerados.....	196
8.2.	Intrusión de diques.....	197
8.2.1.	Aspectos generales.....	197
8.2.2.	Valores de presión horizontal de diques considerados.....	202
8.3.	Otros factores.....	204
9.	ANÁLISIS DEL PROCESO DE DESLIZAMIENTO.....	205
9.1.	Introducción a los análisis de estabilidad.....	207
9.2.	Influencia de la geometría en la estabilidad.....	209
9.3.	Análisis de estabilidad.....	215
9.3.1.	Propiedades de los materiales.....	215

9.3.2. Altura del nivel freático y del nivel del mar.....	225
9.3.3. Aceleración sísmica.....	226
9.3.4. Presión de intrusión de diques.....	230
9.3.5. Síntesis de los resultados.....	235
9.3.6. Influencia de la altura del edificio.....	238
9.4. Mecanismos de rotura.....	240
9.4.1. Deslizamientos profundos.....	241
9.4.2. Deslizamientos sucesivos.....	241
9.4.3. Discusión de los valores obtenidos en los análisis a posteriori.....	246
9.5. Conclusiones de los análisis de estabilidad.....	247
10. INCERTIDUMBRES DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.....	251
10.1. Análisis de incertidumbres.....	253
10.2. Resultados del análisis de incertidumbres.....	261
11. CONCLUSIONES.....	263
12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	271

TOMO II - ANEXOS

ANEXO I. ESTACIONES GEOMECÁNICAS PARA CARACTERIZACIÓN DE LOS MACIZOS ROCOSOS.....	1
ANEXO II. FICHAS DE LAS GALERÍAS.....	55
ANEXO III. PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS.....	133
III.1. Recopilación de propiedades de los materiales volcánicos.....	135
III.2. Selección de propiedades representativas de los materiales del modelo.....	141
III.3. Salidas gráficas de la aplicación del criterio de Hoek y Brown (mediante el programa RocLab).....	149
ANEXO IV. SALIDAS GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.....	161
IV.1. Influencia de la geometría en la estabilidad.....	163
IV.2. Análisis a posteriori de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos.....	167
IV.3. Análisis de un modelo geomecánico de menores dimensiones.....	181
IV.4. Análisis a posteriori de deslizamientos sucesivos.....	187

RESUMEN

Los valles de Güímar y La Orotava, en Tenerife (Canarias), son dos grandes depresiones con forma muy abierta de unos 10 km de anchura y fondo plano, flanqueadas por espectaculares escarpes, que desembocan en el océano.

En la actualidad se acepta que estos valles, como otros de características parecidas en otras islas oceánicas del planeta, fueron generados por grandes paleo-deslizamientos hace cientos de miles de años (solo en el Archipiélago Canario se han identificado al menos diez grandes deslizamientos ocurridos en el último millón y medio de años). Sin embargo, a pesar de la aceptación por parte de la comunidad científica de este hecho, son escasas las investigaciones centradas en explicar por qué y cómo tuvieron lugar estos procesos de inestabilidad.

La presente tesis se enmarca en el proyecto de investigación “GRANDETEN” (Peligrosidad de los grandes deslizamientos en masa en la isla de Tenerife. Análisis geológico y modelización geomecánica de los mecanismos de inestabilidad; Plan Nacional I+D+I, CGL2004-00899), planteándose como objetivo el conocimiento de las causas y los mecanismos de los grandes deslizamientos de Güímar y La Orotava.

Para ello se han llevado a cabo trabajos de campo, tanto en afloramientos como en el interior de galerías excavadas en la isla, que han permitido caracterizar los materiales involucrados en los deslizamientos y definir el modelo geológico de la zona de estudio. Se han diferenciado diversas unidades litológicas, emergidas y sumergidas, y se han estimado sus propiedades mecánicas.

Posteriormente, se ha estudiado la influencia de los factores condicionantes y desencadenantes de la inestabilidad de los flancos del edificio volcánico y se ha profundizado en los mecanismos de rotura, partiendo de los modelos geológico y geomecánico representativos del edificio pre-deslizamiento, y aplicando métodos de ingeniería geológica y mecánica de rocas.

Se han llevado a cabo análisis de estabilidad considerando la acción de diversos factores desencadenantes, entre los que destacan la aceleración sísmica y la presión de intrusión de diques. Asimismo, se ha analizado la influencia de la geometría del edificio volcánico y de la posición del nivel freático y del nivel del mar. Se han realizado también análisis paramétricos y a posteriori para evaluar la influencia de los distintos factores condicionantes y desencadenantes en la estabilidad.

A partir de los modelos y análisis realizados, se han definido dos posibles mecanismos de rotura para los deslizamientos de Güímar y La Orotava, ambos capaces de explicar la rotura profunda de todo el flanco y el desmantelamiento de la cumbre: un único deslizamiento profundo, que puede tener lugar si los factores desencadenantes superan determinados umbrales o si las propiedades de los materiales submarinos son suficientemente bajas, y la rotura por deslizamientos sucesivos, que pueden desencadenarse tras un primer deslizamiento submarino si las propiedades de los materiales submarinos son suficientemente bajas.

Los resultados obtenidos resaltan la influencia de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos en la estabilidad y en los mecanismos de rotura. Estos materiales, que constituyen la base de los edificios volcánicos emergidos, con varios cientos de metros de potencia y cuya génesis está relacionada con el vulcanismo explosivo producido en el tránsito submarino a subaéreo, podrían haber tenido un papel determinante en la generación de los grandes deslizamientos de Güímar y La Orotava, junto con la influencia de los procesos volcánicos o sísmicos y de la geometría del edificio volcánico.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

- 1.1. Antecedentes y planteamiento de la tesis
- 1.2. Objetivos
- 1.3. Importancia e interés de la investigación

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES Y PLANTEAMIENTO DE LA TESIS

Las características geológicas y geomorfológicas de los valles de Güímar y La Orotava, localizados en la zona noreste de la isla de Tenerife, en el Archipiélago Canario, hacen de ellos dos depresiones singulares.

Aunque tradicionalmente han recibido la denominación de valles, su morfología, en forma de U muy abierta con fondo plano, dista notablemente del típico perfil en V que tienen los valles; se trata de depresiones de varios kilómetros de anchura, con cabecera en forma de anfiteatro, que desembocan en el mar, y cuyas suaves pendientes contrastan de manera importante con las pendientes de los escarpes laterales y de cabecera que las flanquean (Figura 1.1).

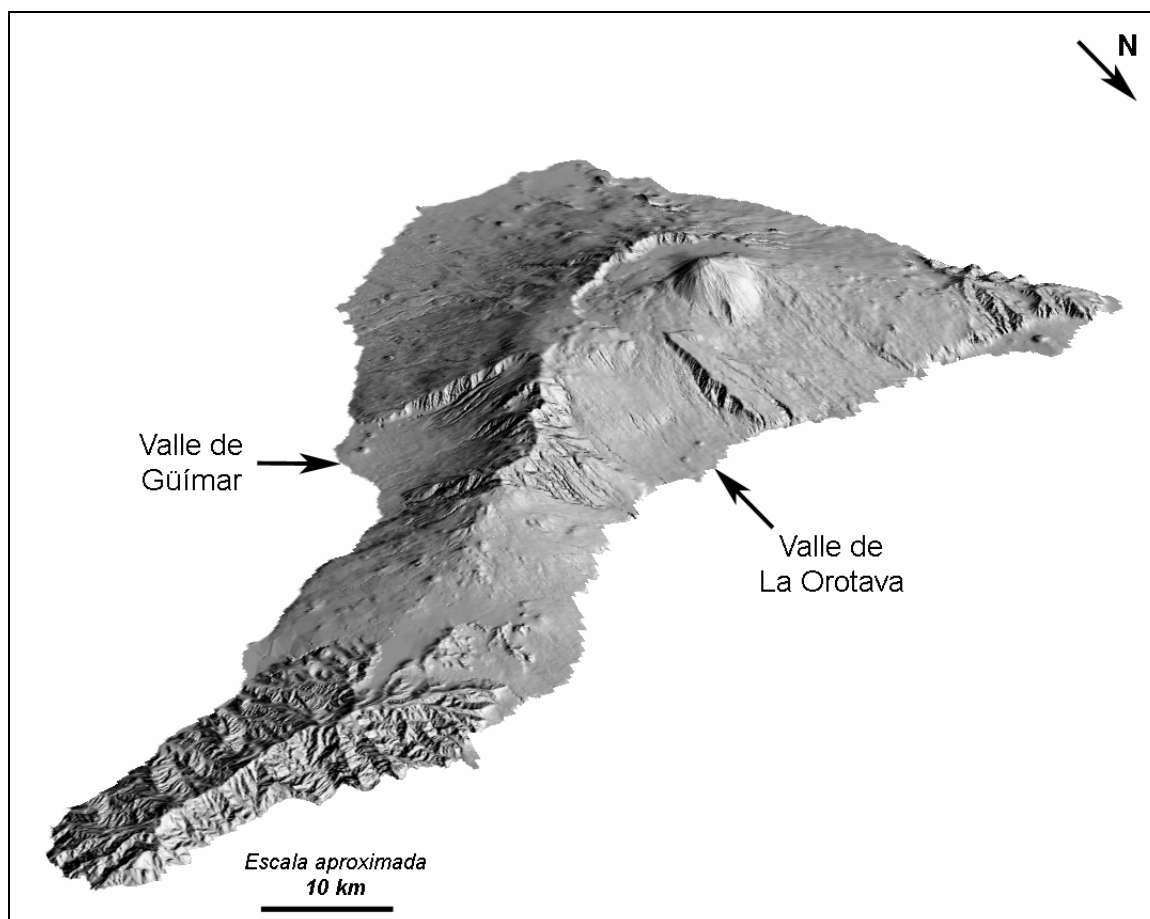


Figura 1.1. Localización de los valles de Güímar y La Orotava en la isla de Tenerife

La génesis de los grandes valles de Güímar y La Orotava ha sido una de las grandes incógnitas planteadas en la geología canaria. A lo largo de la historia, diversos naturalistas y

científicos han aportado argumentos para defender sus teorías, desde el origen tectónico hasta el erosivo.

En la actualidad la comunidad científica acepta la hipótesis de que ambas depresiones fueron generadas hace cientos de miles de años por grandes deslizamientos responsables de la destrucción de una parte importante de los flancos de los edificios volcánicos preexistentes. Los materiales movilizados se desplazaron hasta depositarse en el fondo del océano, quedando parte en el fondo de las depresiones generadas.

La teoría de los grandes deslizamientos, como procesos generadores de los valles de Güímar y La Orotava, se formuló, tal y como hoy se conoce, en el año 1989 (Navarro y Coello, 1989), aunque se venía apuntando desde 1962, y, con el paso del tiempo, su aceptación se ha generalizado. A continuación se destacan varios hechos que contribuyeron decisivamente a su implantación:

En primer lugar, hay que mencionar el deslizamiento que tuvo lugar en el volcán Mount St. Helens (EE.UU.) en 1980. Este acontecimiento (que pudo ser filmado y observado en directo por numerosos científicos) cambió las teorías sobre los procesos de inestabilidad en flancos de edificios volcánicos. Los relieves visibles en numerosas zonas volcánicas alrededor de todo el mundo fueron reinterpretados y los depósitos de grandes deslizamientos de miles de años de antigüedad fueron identificados.

El deslizamiento del Mount St. Helens también aportó un nuevo enfoque a las teorías sobre la generación de los grandes valles canarios: su morfología fue interpretada como el resultado de grandes deslizamientos. Esta misma morfología habría sido descrita anteriormente en numerosos deslizamientos en volcanes de todo el mundo (Sierbert, 1984).

Por otra parte, los depósitos descritos como brecha volcánica (localmente denominada “mortalón”) que habían sido localizados en el interior de las galerías de agua de Tenerife, fueron reinterpretados como parte del depósito de los grandes deslizamientos que generaron los valles (Navarro y Farrujia, 1989; Navarro y Coello, 1989). Esta formación, constituida por una matriz arcillo-arenosa que engloba bloques de roca de distintos tamaños y composición diversa, fue descrita por primera vez por Telesforo Bravo en 1962, y fue localizada en el interior de numerosas galerías excavadas en los valles (Coello, 1973). Cabe mencionar que la isla de Tenerife se encuentra perforada por miles de galerías de agua subterránea, de varios kilómetros de longitud, que, desde hace 160 años, se han excavado para el abastecimiento de la población.

Años más tarde, los trabajos de cartografía submarina confirmaron la teoría de los grandes deslizamientos cuando identificaron importantes volúmenes de depósitos movilizados en el fondo oceánico alrededor de la isla de Tenerife (Watts y Masson, 1995; Teide Group, 1997).

Los resultados de posteriores proyectos y trabajos de investigación no han hecho sino corroborar esta teoría a partir de la aplicación de nuevas técnicas geofísicas (cartografía submarina), isotópicas (dataciones), incluso modelos físicos.

Sin embargo, a pesar de la magnitud e importancia de estos procesos y de su aceptación por parte de la comunidad científica, son muy escasos e incompletos los trabajos realizados enfocados al análisis de estos procesos desde el punto de vista del comportamiento mecánico de los materiales volcánicos y de la estabilidad de los flancos de los edificios, profundizando en las causas y los mecanismos de los grandes deslizamientos.

1.2. OBJETIVOS

El objetivo último de la presente investigación es explicar por qué y cómo se produjeron los grandes deslizamientos que han generado los valles de Güímar y La Orotava, cuáles fueron los mecanismos de inestabilidad y qué papel ejercieron los distintos factores condicionantes y desencadenantes en la generación de estos procesos a gran escala.

Para ello se han realizado los siguientes trabajos:

1. Descripción y caracterización de los deslizamientos de Güímar y La Orotava.
2. Caracterización geológica y geomecánica de los materiales volcánicos involucrados en los deslizamientos.
3. Análisis de los depósitos atribuidos a los deslizamientos (“mortalón”).
4. Estudio de los factores condicionantes y desencadenantes de las inestabilidades.
5. Definición de los modelos geométrico, geológico, hidrogeológico y geomecánico representativos del edificio pre-deslizamiento con vistas al análisis geomecánico.
6. Análisis de los procesos y factores influyentes.
7. Evaluación de la estabilidad de los edificios volcánicos a partir de los modelos establecidos y los análisis realizados.

1.3. IMPORTANCIA E INTERÉS DE LA INVESTIGACIÓN

La ocurrencia de grandes deslizamientos en islas volcánicas oceánicas, entre las que destacan las Islas Canarias, ha quedado demostrada con claras evidencias geológicas. El crecimiento y evolución de los edificios volcánicos está influenciado por la ocurrencia de grandes roturas o deslizamientos masivos de sus flancos ya desde etapas tempranas de su crecimiento. Estos procesos movilizan importantes volúmenes de materiales y modifican sustancialmente la morfología de las islas. Si bien se estima que pueden tener lugar cada cientos de miles de años, los deslizamientos de flanco son procesos comunes en la evolución de las islas volcánicas. Sin embargo, poco se sabe acerca de sus causas, mecanismos y los factores que más influyen en su ocurrencia.

La presente investigación se ha planteado con el objetivo de profundizar en el conocimiento de estos procesos, y se ha centrado fundamentalmente en el estudio de los grandes deslizamientos que generaron los valles de Güímar y La Orotava.

La originalidad de esta tesis radica tanto en el tema a investigar como en su enfoque, basado principalmente en la aplicación de la mecánica de rocas y los métodos de la ingeniería geológica para el desarrollo de las diferentes fases de trabajo de la investigación.

La razón fundamental que justifica esta tesis es la falta de conocimientos actuales, a nivel internacional, sobre los mecanismos que originan los mega-deslizamientos de los flancos de los edificios volcánicos insulares y sobre los principales factores que los causan. Su interés radica principalmente en la novedad de abordar los siguientes puntos de forma rigurosa y científica:

- Establecer el papel que juegan en la estabilidad de los flancos de islas volcánicas las propiedades geomecánicas de los materiales volcánicos emergidos y sumergidos.
- Determinar la influencia de factores fundamentales como los esfuerzos asociados a la intrusión de diques y otros factores característicos de los procesos volcánicos.
- Establecer los modelos geológico y geomecánico representativos de los edificios volcánicos para el análisis y modelización mecánica de los procesos de deslizamiento.
- Analizar la estabilidad de los flancos volcánicos considerando los aspectos anteriores.
- Definir los posibles mecanismos de rotura de los grandes deslizamientos.

Se ha partido de información disponible y de datos de campo, tanto de afloramientos como subterráneos, para la determinación de las características de los materiales y para la preparación de los modelos representativos del edificio volcánico previo a la ocurrencia de los deslizamientos. El modelo geológico realizado constituye una de las principales aportaciones de esta investigación. Para la obtención de las propiedades resistentes de los materiales del modelo se ha aplicado una metodología original, basada en criterios empíricos contrastados.

Este trabajo aporta respuestas a las cuestiones planteadas sobre los grandes deslizamientos y proporciona conocimientos que pueden ser utilizados en investigaciones futuras que profundicen en alguno de los aspectos que se han revelado como novedosos.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

- 2.1. Introducción
- 2.2. Recopilación y obtención de datos
- 2.3. Análisis de la información
- 2.4. Trabajo de campo y ensayos de laboratorio
- 2.5. Caracterización de los materiales involucrados en los deslizamientos
- 2.6. Modelo geológico
- 2.7. Modelo geomecánico
- 2.8. Análisis de estabilidad
- 2.9. Análisis de incertidumbres

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Con el objetivo de analizar los grandes paleo-deslizamientos de Güímar y La Orotava y determinar la influencia de los factores condicionantes y desencadenantes, así como los mecanismos de inestabilidad, se ha desarrollado la metodología que se detalla en este capítulo.

En primer lugar, se han recopilado los datos disponibles, tanto bibliográficos como cartográficos, sobre grandes deslizamientos en volcanes y sobre la zona de estudio. Estos datos han sido analizados y, en su caso, procesados para ser utilizados en fases posteriores de la investigación.

Por otra parte, se han llevado a cabo trabajos de campo y ensayos de laboratorio cuyos resultados han permitido describir los procesos y caracterizar los materiales involucrados en los deslizamientos de Güímar y La Orotava.

A partir de los datos anteriores, se han definido los modelos representativos (geométrico y geológico) con fines de modelización geomecánica, y se han determinado las propiedades resistentes de los materiales para llevar a cabo posteriormente los análisis de estabilidad.

Se han realizado diversos análisis con la finalidad de evaluar la influencia de los diferentes factores que intervienen en la estabilidad. Por último, se ha analizado la representatividad de los resultados de los análisis de estabilidad.

En la Figura 2.1 se presenta el esquema metodológico incluyendo los apartados más relevantes que se detallan a continuación:

- Recopilación y adquisición de datos.
- Análisis de la información.
- Trabajo de campo y ensayos de laboratorio.
- Caracterización de los materiales involucrados en los deslizamientos.
- Modelo geológico.
- Modelo geomecánico.
- Análisis de estabilidad.
- Análisis de incertidumbres.

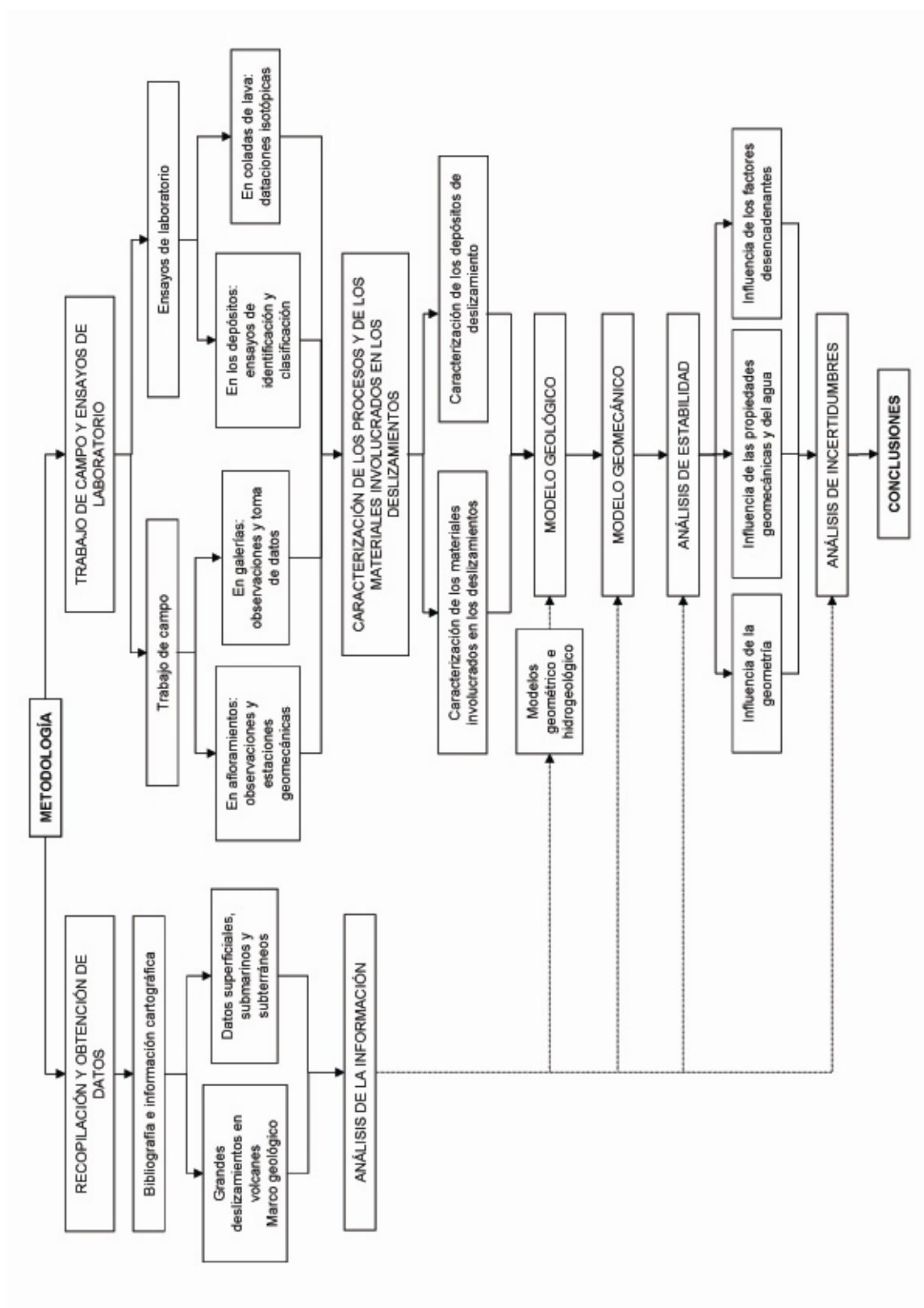


Figura 2.1. Esquema metodológico

2.2. RECOPIACIÓN Y OBTENCIÓN DE DATOS

La primera fase de la investigación ha consistido en la búsqueda y recopilación de información y datos relacionados con la temática de la investigación, principalmente bibliografía y documentación cartográfica disponible.

Bibliografía e información cartográfica

En primer lugar, se ha recopilado la información bibliográfica sobre los grandes deslizamientos en edificios volcánicos y sobre la zona de estudio (isla de Tenerife).

Para la búsqueda bibliográfica se ha recurrido a la consulta de las bases de datos de bibliotecas especializadas y de organismos públicos (Biblioteca de la Facultad de Ciencias Geológicas, Biblioteca General del IGME, Centro de Documentación del IGME, Consejo Insular de Aguas de Tenerife, etc.) y al uso de buscadores, tanto especializados (*GeoRef-American Geological Institute*) como genéricos (*Google*).

El acceso a revistas especializadas, mediante la conexión a *Internet* facilitada por la Universidad Complutense, ha permitido realizar un seguimiento periódico de las mismas así como recopilar buena parte de las publicaciones en formato digital. Con la totalidad de las obras consultadas (más de 600) se ha constituido un fondo documental (bien en formato digital, bien en fotocopias).

En función de su temática, los documentos recopilados se han clasificado en los siguientes grupos:

1. Grandes deslizamientos en volcanes.
2. Características de los depósitos de deslizamiento.
3. Grandes deslizamientos en islas volcánicas.
4. Factores desencadenantes de los deslizamientos.
5. Propiedades físicas y mecánicas de los materiales volcánicos.
6. Modelización de deslizamientos en flancos de volcanes.
7. Grandes deslizamientos en Canarias en general, y en Tenerife en particular.
8. Contexto geológico del Archipiélago Canario.
9. Geología y geocronología de la isla de Tenerife.

Por otra parte, se ha recopilado la información cartográfica disponible del área de estudio, tanto en papel como en formato digital.

Se ha dispuesto de la siguiente cartografía en papel:

- Mapas geológicos de la zona de estudio Serie MAGNA, escala 1:25.000 (IGME, 1978a, 1978b, 1984, 1988).
- Mapa geológico de Tenerife, escala 1:100.000 (IGME-CSIC, 1968).
- Mapa geológico de Santa Cruz de Tenerife escala 1:50.000 (IGME, 1970).
- Base topográfica de la zona de estudio, escala 1:25.000 (IGN).

Y la siguiente información cartográfica en formato digital:

- Topografía de Tenerife (GRAFCAN).
- Cartografía geológica de Tenerife (IGME).
- Batimetría del fondo oceánico de Tenerife (IEO).
- Imagen de satélite de Tenerife (GRAFCAN).
- Imágenes de satélite del Archipiélago Canario (programa CORINE).

Además, en este formato se ha dispuesto de mapas con la localización de galerías subterráneas de la zona de estudio.

2.3. ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

Análisis crítico de la bibliografía

Realizando un análisis crítico de la bibliografía se han establecido los antecedentes de la investigación. Los antecedentes se pueden dividir en dos bloques principales:

- Grandes deslizamientos en edificios volcánicos (características, factores influyentes y métodos de análisis).
- Marco geológico del Archipiélago Canario, en general, y de la isla de Tenerife, en particular.

La mayoría de los documentos recopilados (los más relevantes en el contexto de esta investigación) aparecen citados principalmente a lo largo de los Capítulos 3 y 4; las referencias bibliográficas se detallan en el capítulo de Referencias Bibliografía.

Análisis de los datos superficiales, submarinos y subterráneos

La cartografía recopilada ha sido implementada en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que ha permitido analizar la información superficial, subterránea y submarina. El SIG ofrece las herramientas necesarias para la adquisición, almacenamiento, análisis y edición de la información espacial.

A partir de la información cartográfica y batimétrica recopilada se han elaborado los correspondientes modelos digitales, mapas de pendientes, orientación, iluminación, etc. de la zona de estudio para su posterior análisis.

Con el objetivo de implementar toda la cartografía adquirida en el SIG se ha georreferenciado aquella cartografía de interés no disponible en soporte digital.

Por otra parte, se han introducido en el SIG los puntos en los que se localizan depósitos de deslizamiento a lo largo de las galerías excavadas en la isla de Tenerife en la zona de estudio (aportación de J.J. Coello al proyecto “GRANDETEN”).

El SIG ha permitido no sólo la visualización, identificación y consulta de la información, sino que también ha facilitado su análisis y la producción cartográfica.

2.4. TRABAJO DE CAMPO Y ENSAYOS DE LABORATORIO

Trabajo de campo

Se han realizado varias campañas de campo centradas en el reconocimiento y la caracterización de los materiales involucrados en los deslizamientos. Las observaciones y toma de datos se han realizado tanto en afloramientos superficiales como en el interior de varias galerías excavadas en los valles.

Con el objetivo de determinar las características y propiedades geomecánicas de los macizos rocosos se han realizado estaciones geomecánicas y ensayos *in situ* en afloramientos.

En las estaciones geomecánicas se han descrito la litología, estructura, grado de fracturación, resistencia, etc. de los macizos rocosos. Estos datos han hecho posible la clasificación de los macizos de los afloramientos.

Por otra parte, a lo largo de las galerías, se han tomado datos y realizado observaciones centradas en la caracterización de los materiales que forman el interior del edificio volcánico; al mismo tiempo, se han tomado medidas de diques y estructuras singulares.

A partir de las observaciones y datos tomados en las galerías se han definido, entre los materiales que se encuentran en el interior del edificio volcánico, unidades a las que se les asignará un comportamiento mecánico homogéneo.

Ensayos de laboratorio

En los trabajos de campo se han tomado muestras de los diferentes tipos de materiales: depósitos de deslizamiento y coladas de lava que se encuentran recubriendo los mismos. Las muestras han sido tomadas principalmente en el interior de las galerías (puesto que es en su interior donde son visibles los depósitos de deslizamiento) con el objetivo de realizar ensayos de caracterización e identificación de los materiales.

Los ensayos de identificación y clasificación realizados en los materiales han sido los siguientes:

- Análisis granulométrico.
- Límites de Atterberg.
- Difracción de Rayos-X.

Los ensayos de granulometría y límites de Atterberg han sido realizados en el laboratorio del departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM). Los ensayos de difracción de Rayos-X han sido realizados en los laboratorios del IGME (Tres Cantos, Madrid).

Algunas muestras de roca, tomadas en el interior de las galerías en las lavas que se encuentran sobre los depósitos de deslizamiento, han sido datadas mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en el Centro de Geocronología de Berkeley (*Berkeley Geochronology Center*, BGC). En ellas se realizaron además los siguientes análisis previos en los laboratorios del IGME:

- Estudio petrográfico con lámina delgada.
- Análisis químico.

Los puntos en los que se han realizado observaciones, estaciones geomecánicas y toma de muestras han sido introducidos en el SIG. De esta forma se ha elaborado la diferente cartografía incluida en esta tesis.

2.5. CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES INVOLUCRADOS EN LOS DESLIZAMIENTOS

A partir de los resultados del trabajo de campo y de los ensayos de laboratorio se han descrito las características de los materiales involucrados en los deslizamientos, tanto de los materiales que formaban parte del edificio pre-deslizamiento como de los depósitos atribuidos a los mismos.

La caracterización de los materiales en los afloramientos y atravesados por las galerías ha sido un aspecto fundamental para la definición de los modelos geológico y geomecánico.

2.6. MODELO GEOLÓGICO

Para poder llevar a cabo el análisis geomecánico es necesario partir de unos modelos representativos del edificio pre-deslizamiento. Antes de definir el modelo geológico, se han definido los modelos geométrico e hidrogeológico complementarios.

El modelo geométrico se ha realizado a partir de la reconstrucción paleo-geográfica de la zona de estudio y del análisis de perfiles topográficos y batimétricos de la isla de Tenerife. Del mismo modo, el modelo hidrogeológico se ha obtenido reconstruyendo el perfil freático a partir del análisis de los niveles freáticos de la isla (proporcionados por el Consejo Insular de Aguas de Tenerife, CIATFE).

Finalmente, en el modelo geológico se han definido las unidades litológicas del edificio pre-deslizamiento. Las características de estas unidades han sido determinadas a partir de las observaciones realizadas en el campo y de datos de la bibliografía disponible. Como se ha indicado con anterioridad, este modelo ha sido realizado con fines de modelización geomecánica.

Los modelos han sido realizados a escala 1:50.000.

2.7. MODELO GEOMECÁNICO

En el modelo geomecánico se determinan las propiedades de las unidades definidas en el modelo geológico. Las propiedades resistentes de cada una de las unidades han sido obtenidas teniendo en cuenta las proporciones litológicas (porcentajes relativos de los diferentes materiales que las componen) y sus características.

Las proporciones y las características de los materiales volcánicos que forman cada una de las unidades se han obtenido a partir de datos de campo, datos bibliográficos y consultas a expertos.

La aplicación del criterio de Hoek y Brown (Hoek et al., 2002) permite aproximar las propiedades resistentes de los macizos rocosos de cada una de las unidades. Este criterio (implementado en el programa RocLab, 2002) proporciona los parámetros necesarios para llevar a cabo los análisis de estabilidad.

2.8. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

Los análisis de estabilidad se han realizado mediante el método de equilibrio límite (aplicando el programa SLIDE, 2004). Este método, basado en el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, compara las fuerzas tendentes al movimiento con las fuerzas que se oponen al mismo lo largo de una superficie de rotura y proporciona un coeficiente o factor de seguridad para cada superficie analizada.

La aplicación del programa informático facilita la obtención de las superficies con menor factor de seguridad para los casos analizados y ofrece la posibilidad de obtener el valor del factor de seguridad de otras superficies de interés de manera inmediata. Por otra parte, mediante este programa, también se han realizado análisis paramétricos (o de sensibilidad) y a posteriori con el fin de evaluar la influencia de determinados factores en la estabilidad.

Además de las condiciones iniciales del modelo propuesto y el análisis de la influencia que ejercen las propiedades geomecánicas en la estabilidad del edificio volcánico, se han analizado diversos factores desencadenantes, considerados de especial importancia en el contexto de esta investigación, destacando la aceleración sísmica y la presión de intrusión de diques. Por otra parte, también se ha analizado la influencia de la geometría del edificio en la estabilidad.

A partir de los análisis de estabilidad realizados, se ha determinado la influencia de los distintos factores y los posibles mecanismos de rotura de los deslizamientos.

2.9. ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

En último lugar, se ha analizado la incertidumbre de los resultados de los análisis de estabilidad aplicando el método probabilístico del árbol lógico. Para ello se han analizado también las incertidumbres de los distintos factores que intervienen en los análisis

realizados. Este método ha aportado una estimación de la incertidumbre de los resultados obtenidos, destacando los aspectos que requieren futuras investigaciones.

CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES

- 3.1. Grandes deslizamientos en edificios volcánicos
 - 3.1.1. Introducción y terminología
 - 3.1.2. Grandes deslizamientos en volcanes
 - 3.1.3. Características de los depósitos
 - 3.1.4. Grandes deslizamientos en islas volcánicas
 - 3.1.5. Factores condicionantes y desencadenantes
 - 3.1.6. Modelización de deslizamientos en volcanes
- 3.2. Grandes deslizamientos en el Archipiélago Canario
 - 3.2.1. Teoría de los grandes deslizamientos
 - 3.2.2. Grandes deslizamientos en Canarias
 - 3.2.3. Grandes deslizamientos y tsunamis

CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES

3.1. GRANDES DESLIZAMIENTOS EN EDIFICIOS VOLCÁNICOS

3.1.1. INTRODUCCIÓN Y TERMINOLOGÍA

Los movimientos de ladera incluyen a aquellos procesos gravitacionales de masas rocosas o de suelos que tienen lugar en las laderas naturales, debidos a reajustes por variación de las condiciones de estabilidad de las mismas. En ocasiones estos movimientos involucran un volumen importante de material. Las clasificaciones de los movimientos de ladera se basan principalmente en los modelos de rotura y en los tipos de materiales involucrados (Varnes, 1978; Hutchinson, 1988; Cruden y Varnes, 1996).

Los grandes movimientos en flancos volcánicos alcanzan decenas de kilómetros cúbicos de volumen y, en la bibliografía más relevante al respecto, han sido definidos principalmente como deslizamientos y avalanchas de derrubios (*debris avalanche*), y en ocasiones como flujos de derrubios (*debris flow*). El término “avalancha de derrubios” también se emplea para hacer referencia a los depósitos resultantes de las roturas de los flancos volcánicos.

Los **deslizamientos** son desplazamientos a favor de una superficie de rotura en una ladera. Según la geometría del plano de rotura se distinguen deslizamientos traslacionales y rotacionales (Figura 3.1).

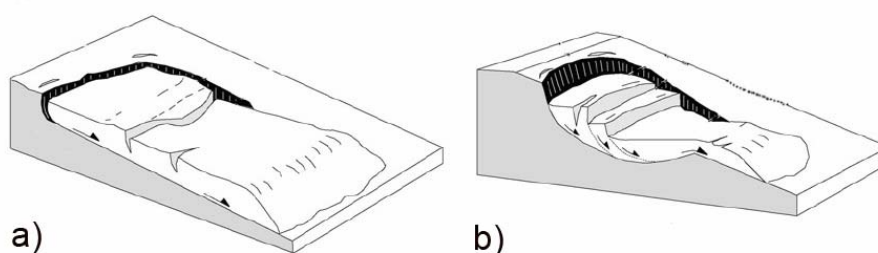


Figura 3.1. Esquemas de deslizamientos traslacional (a) y rotacional (b)

En los deslizamientos traslacionales la rotura tiene lugar a favor de superficies planas de debilidad preexistentes (superficie de estratificación, contacto entre diferentes tipos de materiales, superficie estructural, etc.). Dentro de esta categoría se encuentran los deslizamientos descritos por Labazuy (1996) en el flanco este de la isla de la Reunión.

En los deslizamientos rotacionales, la rotura, superficial o profunda, tiene lugar a favor de superficies curvas y, una vez iniciado el movimiento, la masa puede dividirse en varios bloques que a su vez deslizan entre sí. Los *slumps* (término empleado con frecuencia en la clasificación de deslizamientos volcánicos) son deslizamientos rotacionales lentos y

progresivos. El ejemplo mejor documentado es el *slump* Hilina, localizado en el flanco sur de la isla de Hawai (Moore et al., 1989, 1994; Morgan et al., 2003).

Las **avalanchas de derrubios** son desplazamientos rápidos y repentinos de una masa de derrubios (acumulación de fragmentos rocosos que pueden ser de gran tamaño) movilizados por la acción de la gravedad (Figura 3.2). A menudo, son el resultado de grandes deslizamientos en los flancos de los volcanes: las masas rocosas movilizadas se fragmentan progresivamente con el movimiento y la aceleración pendiente abajo, transformándose en un conjunto de bloques rocosos de diverso tamaño y materiales finos. El resultado es un depósito caótico e irregular con bloques que pueden llegar a tener varias decenas e incluso centenares de metros. Si la proporción de agua es suficientemente elevada las avalanchas de derrubios pueden derivar en flujos de derrubios (*debris flow*) o lahares a medida que se desplazan ladera abajo.

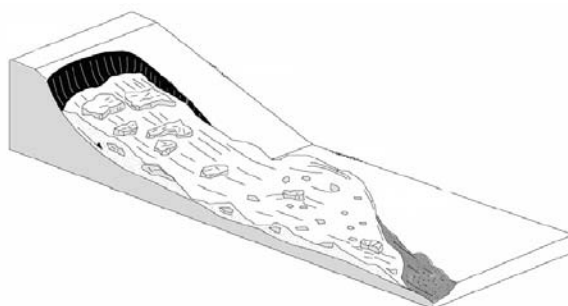


Figura 3.2. Esquema de una avalancha de derrubios

Según Hungr (2001), una avalancha de derrubios es un movimiento superficial tipo flujo rápido a extremadamente rápido de una masa de derrubios saturada, y una avalancha rocosa es un movimiento masivo extremadamente rápido, tipo flujo, de rocas fragmentadas a partir de un gran deslizamiento o desprendimiento rocoso; es decir, la avalancha sería el resultado de la rotura de una ladera rocosa inestable.

Según las definiciones anteriores, no es correcto por tanto clasificar a los procesos de inestabilidad de los flancos volcánicos como avalanchas o flujos de derrubios, ya que esto indicaría que originalmente, antes de comenzar el movimiento, los flancos estarían formados por material suelto o derrubios. Dadas las magnitudes de los movimientos prehistóricos en laderas volcánicas, debería suponerse que prácticamente todo el edificio volcánico estaría constituido por derrubios.

El término más adecuado para clasificar estos grandes movimientos, que refleja los modelos de rotura, sería el de **deslizamiento rocoso**, bien translacional o rotacional. Para clasificarlos como **avalanchas rocosas** debería asumirse que las masas rocosas están fracturadas antes de comenzar el movimiento.

Sí es adecuado, sin embargo, hablar de avalanchas de derrubios o avalanchas rocosas para referirse al proceso de movimiento pendiente abajo de las masas rocosas rotas en las laderas, y que dan lugar finalmente a los **depósitos de los deslizamientos** (si

se considera el mecanismo de rotura inicial de la ladera) o de las avalanchas (si se considera el movimiento sufrido por la masa durante su desplazamiento).

Tampoco, por tanto, resulta adecuado referirse a los depósitos como avalancha de derrubios, ya que, como se ha indicado, este término hace referencia al proceso, no al depósito. Lo correcto sería, en todo caso, hablar de **depósitos de avalancha**.

Un ejemplo de terminología adecuada para referirse a los procesos descritos se encuentra en el trabajo de Glicken (1996) sobre el deslizamiento del Mount St. Helens en 1980, en que lo define como “*rockslide-debris avalanche*” (deslizamiento rocoso-avalancha de derrubios), indicando el proceso inicial de rotura del flanco del volcán y el proceso subsiguiente de desplazamiento de las masas rocosas fracturadas.

En esta tesis se emplea el término **deslizamiento de flanco** o **deslizamiento rocoso** para los procesos de grandes deslizamientos rocosos ocurridos en los flancos de los edificios volcánicos. Estos fenómenos dan lugar a avalanchas rocosas o de derrubios que, al parar su movimiento, conforman los **depósitos de deslizamiento o de avalancha**. De esta forma, un depósito de avalancha representa (es el resultado de) una rotura más o menos violenta de una ladera.

3.1.2. GRANDES DESLIZAMIENTOS EN VOLCANES

El estudio de los grandes deslizamientos en volcanes adquirió especial desarrollo a partir de 1980. El acontecimiento que tuvo lugar el 18 de mayo de ese año en el volcán Mount St. Helens (EE.UU.) cambió las teorías que numerosos científicos tenían sobre los procesos de inestabilidad a gran escala en los flancos de los volcanes.

El deslizamiento del Mount. St. Helens se produjo tras un terremoto de magnitud 5,2 (Endo et al., 1981). El movimiento se dividió en tres fases y estuvo acompañado de explosiones magmáticas y de vapor. Los materiales deslizados llegaron a más de 22 km de distancia del volcán y cubrieron un área de 60 km². Se estimó un volumen de depósitos de 2,5 km³. Las dimensiones del cráter resultante fueron de 2 x 4 km (Voight et al., 1981).

Se puede afirmar que el deslizamiento del Mount St. Helens ha sido uno de los casos mejor estudiados y analizados de la historia de la vulcanología moderna (Lipman y Mullineaux, 1981; Glicken, 1996). El deslizamiento pudo ser filmado y fotografiado por las cámaras de numerosos científicos, estas imágenes han dado la vuelta al mundo (Figura 3.3). Además, éste ha sido el mayor deslizamiento ocurrido el mundo durante el siglo XX, según Schuster (1996).

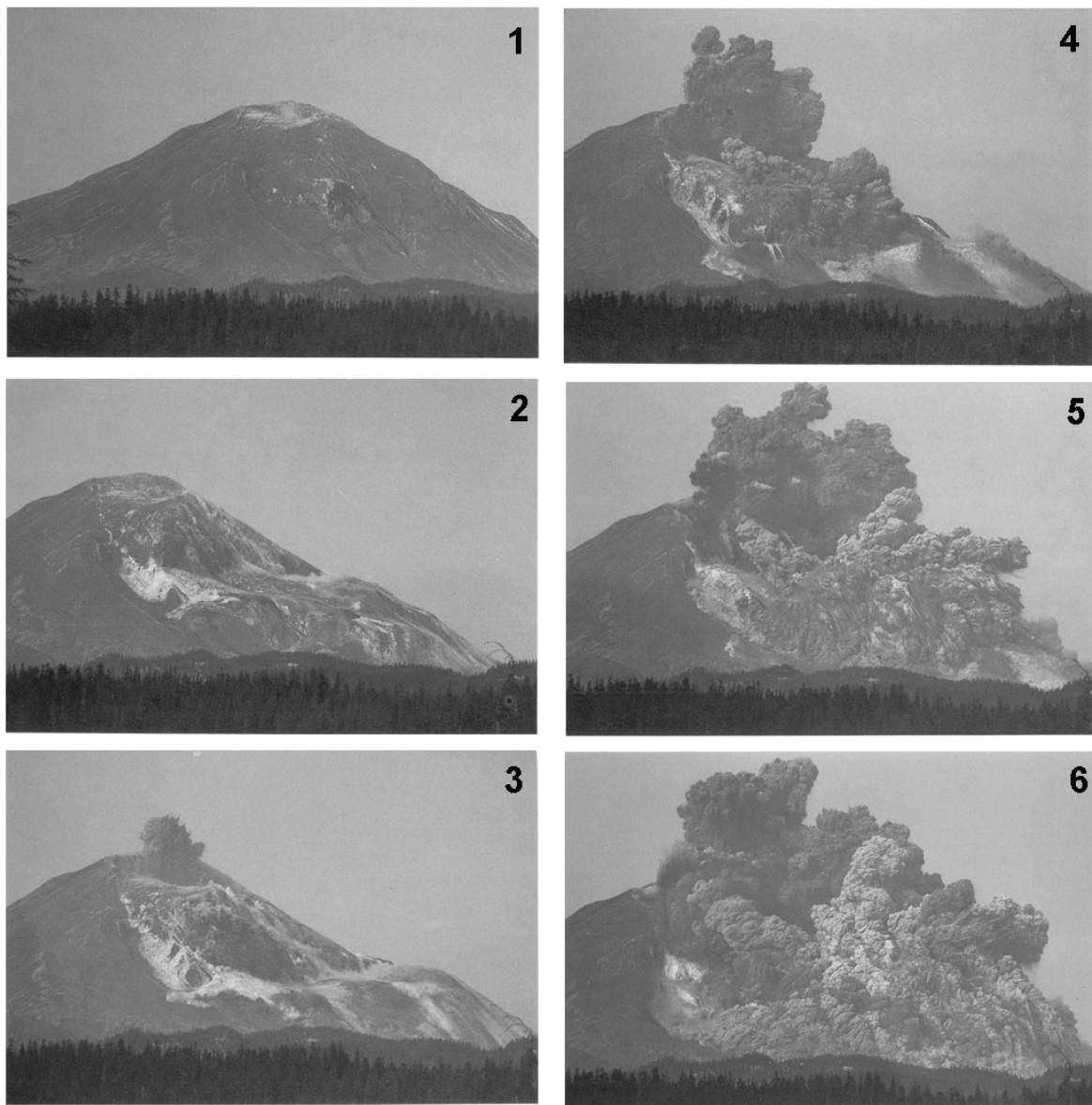


Figura 3.3. Secuencia de fotografías tomadas en el deslizamiento del Mt. St. Helens el 18 de mayo de 1980 por Keith Ronnholm

En los años inmediatamente posteriores, investigadores como Ui (1983), Siebert (1984) y Francis y Wells (1988), identificaron más de un centenar de depósitos de grandes avalanchas, de decenas a miles de años de antigüedad, en volcanes de todo el mundo: Japón, EE.UU., Guatemala, Méjico, Ecuador, Chile, Nicaragua, El Salvador, Indonesia, Filipinas, Nueva Zelanda, o en regiones como la península de Kamchatka o el continente africano. Estos autores contribuyeron significativamente al inicio de una nueva rama de la geología dedicada al estudio de los grandes deslizamientos en volcanes: las características de las áreas fuente, los depósitos que producen y los factores que pueden desencadenarlos.

La ocurrencia de estos procesos se asoció, en la mayoría de los casos, con erupciones explosivas. Basándose en varios casos históricos, se definieron tres tipologías

según predominase el componente magmático o freático de la erupción o los que no estaban asociados a erupciones volcánicas (Siebert et al., 1987).

En el primer caso, los deslizamientos relacionados con erupciones magmáticas, se consideró como modelo la erupción del volcán Bezymianny (Kamchatka, Rusia) de 1956, similar en estilo y productos a la del Mount St. Helens de 1980. En el caso de los deslizamientos relacionados con erupciones freáticas, se consideró como modelo la erupción del Bandai San (Japón) de 1888. Finalmente, entre los deslizamientos en volcanes no relacionados con erupciones, destaca el caso del Unzen (Japón) de 1792. A continuación se indican algunos aspectos de estos tres casos significativos.

Al igual que en el Mount St. Helens, en el Bezymianny tuvo lugar actividad precursora: terremotos, erupciones y deformaciones visibles en la ladera. Se formó un domo de lava en la parte superior de un flanco y, tras un terremoto de magnitud superior a los que se venían produciendo (5 grados), el 30 de marzo de 1956, se desencadenó la avalancha acompañada de una explosión lateral que devastó árboles hasta 25 km de distancia. El volumen del depósito se estimó en 0,8 km³ y el área que cubrieron 30 km². También se formaron lahares que se extendieron de 80 a 120 km del volcán.

Los depósitos del deslizamiento del Bandai San ocuparon un área de 34 km², su volumen estimado fue de 1,5 km³. En contraste con las erupciones de los volcanes anteriores, en éste fueron estrictamente freáticas y no se encontró material juvenil (fragmentos solidificados durante la erupción) entre los materiales expulsados que acompañaran o continuaran el emplazamiento de la avalancha de derrubios.

En el tercer caso, cabe destacar que la causa del deslizamiento ocurrido en el Unzen, en el año 1792, fue la intensa actividad sísmica unida a la saturación del volcán por aguas hidrotermales. La avalancha de derrubios, de unos 0,34 km³, se precipitó en el mar causando 14.300 muertos.

Además de estos ejemplos significativos, hay que destacar los deslizamientos rocosos ocurridos en muchos otros volcanes. Entre los casos más importantes que han tenido lugar a lo largo de la historia y de la pre-historia destacan los ocurridos en los volcanes Mawenzi y Meru, en África (Siebert, 1984); Paríacota y Socoma, en Chile (Siebert, 1984; Francis et al., 1985; Francis y Wells, 1988; Wadge et al., 1995); Mount Shasta y Mount Rainier, en EE.UU. (Voight et al., 1981; Siebert, 1984; Crandell, 1988); Kambalny, Avachinsky y Shiveluch, en Kamchatka (Siebert, 1984; Bogoyavlenskaya et al., 1985; Belousov et al., 1999; Ponomareva et al., 2006); Iwaki, Asama, Akagi y Yatsugatake en Japón (Siebert, 1984); Gualungung, en Indonesia (Siebert, 1984); Egmont, en Nueva Zelanda (Siebert, 1984); Citaltépetl, Popocatepetl y Colima, en México (Siebert, 1984; Robin y Boudal, 1987); Tittivilla, Llullailaco y Tata Sabaya, en Los Andes (Francis y Wells, 1988); Acateño, Fuego, Mesa y Tecuamburro, en Guatemala (Vallance et al., 1995); El Cantal, en Francia (Reubi y Hernández, 2000; Nehlig y Leyrit, 2003; Nehlig et al., 2005); Iriga en Filipinas (Siebert et al., 2004); Santa Ana, en El Salvador (Siebert et al., 2004) o Nevado de Huila en Colombia (Pulgarín et al., 2004).

Las Figuras 3.4, 3.5 y 3.6 se han realizado a partir de los datos obtenidos por diversos autores sobre las áreas, volúmenes y distancias recorridas por los depósitos de

grandes deslizamientos (históricos y pre-históricos) ocurridos en volcanes (Ui et al., 1983; Siebert, 1984; Francis et al., 1985;; Robin y Boudal, 1987; Crandell et al., 1988; Vallace et al., 1995; Francis y Wells, 1998; Siebert et al., 2004; Pulgarín et al., 2004; Ponomareva et al., 2006).

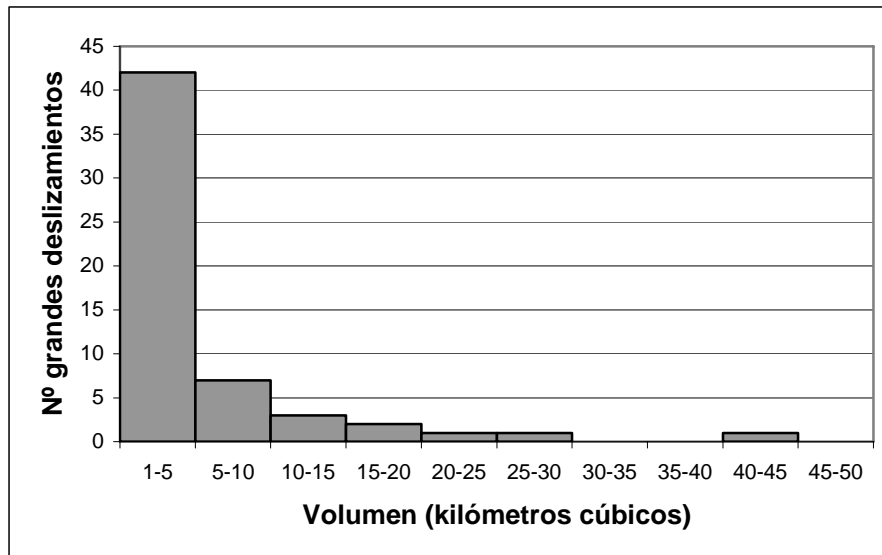


Figura 3.4. Volúmenes estimados de los depósitos de grandes deslizamientos ocurridos en volcanes

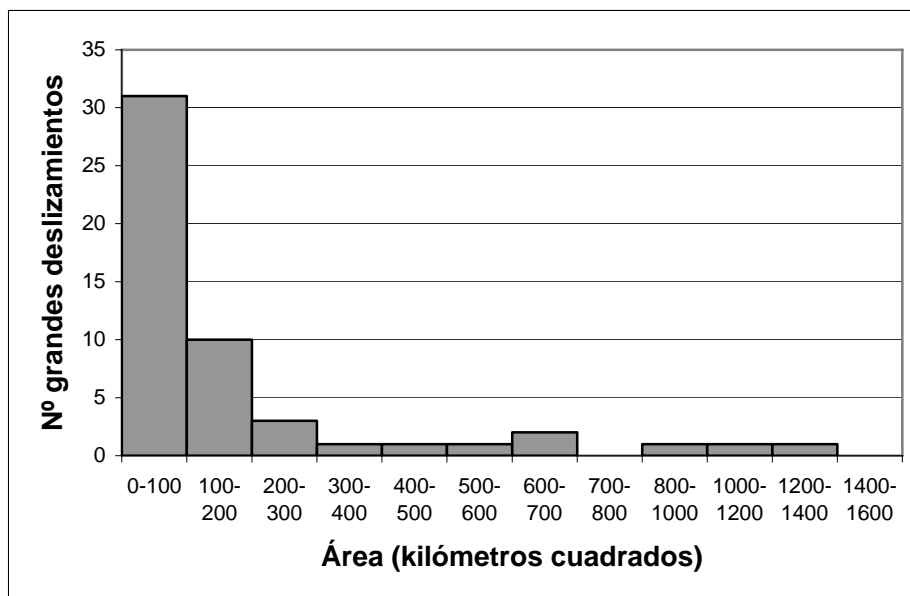


Figura 3.5. Áreas cubiertas por los depósitos de grandes deslizamientos

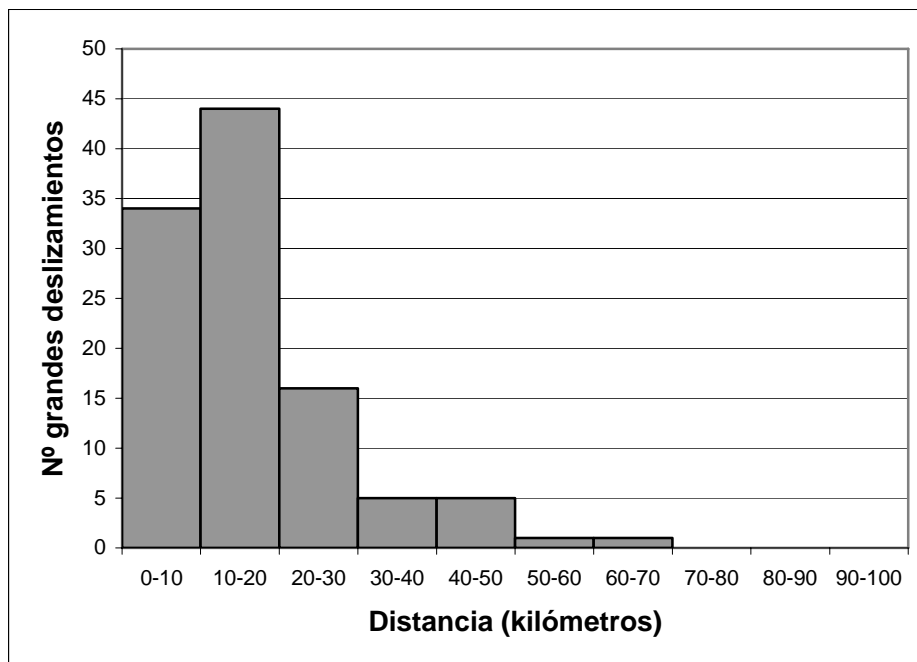


Figura 3.6. Distancias recorridas por los depósitos de deslizamiento

En las figuras anteriores se observa que la mayoría de los grandes deslizamientos movilizan volúmenes de materiales de $<5 \text{ km}^3$, cubren áreas de $<100 \text{ km}^2$ y alcanzan distancias de 10-20 km.

Siebert et al. (1987) afirma, a partir de los datos del registro histórico, que en el último siglo al menos se han producido seis grandes deslizamientos ($>1 \text{ km}^3$) en volcanes.

A partir de los datos recopilados en este estudio, se podría afirmar que en los últimos 2.000 años han tenido lugar unos 20 grandes deslizamientos. Los estudios isotópicos han permitido datar algunos de los depósitos producidos durante el Holoceno y el Pleistoceno, que son del orden de 25 y 40, casos respectivamente.

3.1.3. CARACTERÍSTICAS DE LOS DEPÓSITOS

Los depósitos que resultan de los deslizamientos de flanco de edificios volcánicos presentan unas características singulares. En superficie muestran una morfología típica, con numerosas colinas y pequeños montículos, denominada *hummocky*. Los montículos (*hummocks*) disminuyen en número y volumen a medida que aumenta la distancia al área fuente; su altura suele variar entre 1 y 10 metros. Los depósitos se pueden dividir estructural y sedimentológicamente en facies de bloques y facies mixtas o heterogéneas, formadas por varios tipos de rocas (Crandell, 1984); según predomine un tipo u otro, o bien exista la mezcla de ambos, se definen tres tipos de *hummocks* (Glicken, 1991; Glicken, 1996).

Según el tamaño del material en los depósitos hay matriz ($<2 \text{ mm}$), clastos ($2 \text{ mm} - 1 \text{ m}$) y megaclastos ($>1 \text{ m}$). En función del porcentaje de estos componentes se definen las litofacies características: a) dominadas por megaclastos ($<30\%$ de matriz), b) ricas en

clastos y matriz (30-90% de matriz) y c) marginales, pobres en clastos y ricas en matriz (>90% de matriz) (Palmer et al., 1991).

Los bloques que aparecen en los depósitos se encuentran fracturados de forma compleja y no muestran desplazamiento a lo largo de estas fracturas, que pueden tener de varios milímetros a decímetros de ancho. Dicha fracturación, que se extiende de escala macroscópica a microscópica, recibe el nombre de fracturación en rompecabezas o puzzle (*jigsaw*) (Ui et al., 1986).

El estudio de la movilidad de las avalanchas rocosas o de derrubios comenzó con los trabajos de Heim en 1932 (Hsü, 1978), que fue el primero en definir la relación entre el volumen de la avalancha y la distancia recorrida. Basándose en estas observaciones, Hsü (1975) afirmó que las avalanchas rocosas, en vez de deslizarse, se comportaban como un flujo.

La relación distancia recorrida/altura (H/L) es índice de la movilidad de la avalancha. En el caso de las avalanchas volcánicas la relación H/L es menor que en las no volcánicas, lo que expresa su mayor movilidad (Ui, 1983). Se han determinado valores de 0,2-0,06, para volúmenes entre 0,03 y 9 km³ (Ui et al., 1986). Siebert (1984) estimó un valor medio H/L de 0,11 y velocidades de hasta 100 km/h; posteriormente (Siebert, 1996) clasificó los valores en función del tamaño de la avalancha, las que poseían volúmenes de 0,1 a 1 km³ H/L=0,09-0,18, y las mayores de 1 km³ H/L=0,04-0,13.

Los principios físicos que gobiernan el movimiento de las avalanchas rocosas presentan varios puntos controvertidos que aún no han encontrado una respuesta satisfactoria. Se han propuesto diferentes modelos para explicar la alta movilidad de estos procesos, desde relaciones basadas en las leyes de Coulomb-Terzaghi y la resistencia a la fricción de los derrubios (Iverson, 1997) hasta la dinámica de fluidos, tanto Bingham (Sousa y Voight, 1991; Voight y Sousa, 1994; Takarada et al., 1999), como Bagnold (Takahashi, 1991). Al mismo tiempo se han descrito diversos mecanismos implicados, entre los que destaca la "lubricación de la capa de aire" (Sherve, 1968) o la "fluidización" (Melosh, 1979).

En el caso de los flujos subacuáticos, las grandes distancias alcanzadas por los depósitos han sido explicadas mediante diversos modelos físicos, como el de Mohring et al. (1998), que aplican el término de *hydroplaning*, o el de Denlinger e Iverson (1990), que mediante el análisis de equilibrio límite de las pendientes submarinas, analiza el potencial de licuefacción de los sedimentos durante la rotura.

Sin embargo, aún no parece existir un modelo válido para explicar el comportamiento físico de estos fenómenos complejos, altamente irregulares y que afectan a materiales heterogéneos.

3.1.4. GRANDES DESLIZAMIENTOS EN ISLAS VOLCÁNICAS

Los avances en las técnicas geofísicas marinas han hecho posible la detección de extensos depósitos de deslizamiento en los fondos oceánicos alrededor de numerosas islas de origen volcánico. Las principales técnicas empleadas son la ecosonda multihaz, para la obtención

de la batimetría, y sonda paramétrica (sonar), para la obtención de los perfiles sísmicos del fondo oceánico.

En ocasiones, si la cabecera de los deslizamientos no ha sido destruida, es posible relacionar los depósitos submarinos con escarpes en la parte emergida de las islas o con cicatrices con forma de U producidas por grandes avalanchas. En otros casos, los escarpes son únicamente submarinos y los deslizamientos tienen su cabecera por debajo del nivel del mar.

Algunos de los mejores ejemplos de grandes deslizamientos cuyos depósitos cubren importantes extensiones del fondo oceánico han sido descritos, además de en las Islas Canarias (como se detalla en el Apartado 3.2), en islas de los Archipiélagos de Hawai y Cabo Verde, la Polinesia Francesa, las Pequeñas Antillas, el Arco de Bismarck u otras islas como La Reunión, Stromboli, Ischia, Vulcano, Tristan da Cunha y Augustine (ver referencias en la Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Islas donde se han producido grandes deslizamientos con su referencia bibliográfica

Isla	Localización	Referencia
Hawai, Maui, Lanai, Molokai, Oahu, Kauai	Archipiélago de Hawai (Océano Pacífico)	Moore, 1964; Duffield et al., 1982; Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989, 1994; Morgan et al., 2003
Tristan da Cunha	Océano Atlántico	Holcomb y Searle, 1991
Sta. Lucía, Dominica, San Vicente, Guadalupe, Martinica	Pequeñas Antillas (Océano Atlántico)	Roobol et al., 1983; Boudon et al., 1984; Semet y Budon, 1994; Mattioli et al., 1995; Deplus et al., 2001
Ritter y otras islas del Arco de Bismarck	Papua Nueva Guinea (Océano Pacífico)	Johnson, 1987
Islas Sociedad, Marquesas y Australes	Polinesia Francesa (Océano Pacífico)	Clément et al., 2002; Clourad y Bonneville, 2004
La Reunión	Océano Indico	Chevallier y Bachelery, 1981; Duffield et al., 1982; Lénat et al., 1989; Labazuy, 1996; Ollier et al., 1998; Bret et al., 2003; Merle y Lénat, 2003
Fogo, Santo Antao	Cabo Verde (Océano Atlántico)	Day et al., 1999b; Elsworth y Day, 1999; Masson, 2005
Augustine	Alaska (Océano Pacífico)	Begét y Kienle, 1992; Waythomas y Waitt, 1998
Stromboli, Ischia, Vulcano	Italia (Mar Mediterráneo)	Kokelaar y Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001; Chiocci y Alteriis, 2006; Tommasi et al., 2007

Seguidamente se describen algunos rasgos de estos grandes movimientos identificados en islas volcánicas de todo el planeta.

Islas Hawai

Uno de los primeros trabajos sobre grandes deslizamientos en islas volcánicas fue publicado por Moore en el año 1964. En él se presentaron las evidencias batimétricas que indicaban la

presencia de dos grandes lóbulos de depósitos de deslizamientos en el archipiélago de Hawai, al noreste de la isla de Oahu y al norte de la isla de Molokai. Varios cientos de kilómetros cuadrados de topografía irregular fueron cartografiados en el fondo del océano. En la isla de Oahu, los depósitos tenían más de 160 km de largo y 50 km de ancho, y el de la isla de Molokai, 50 km de ancho y más de 80 km de largo.

Posteriormente, Moore et al. (1989) publicaron los resultados del análisis de los mapas obtenidos en las campañas de la zona económica exclusiva de Hawai utilizando el sistema sonar GLORIA. Identificaron 17 grandes lóbulos de depósitos de deslizamientos alrededor de las principales islas del archipiélago de Hawai (Figura 3.7 y Tabla 3.2). Los resultados de la investigación mostraron que los depósitos de las avalanchas y *slumps*, desde Kauai a Hawai, ocupaban unos 100.000 km², cubriendo un área equivalente a más de 5 veces el área emergida de las islas. Algunos de los depósitos de los deslizamientos tenían más de 200 km de longitud y 5.000 km³ de volumen. Estos autores clasificaron los deslizamientos en *slumps* y avalanchas de derrubios. Los *slumps* se mueven lentamente, son extensos (<110 km) y potentes (≈10 km). Las avalanchas de derrubios se mueven rápidamente, son más largas (<230 km) que anchas, y menos potentes (0,05-2 km). Frecuentemente los escarpes de las avalanchas están muy marcados y los depósitos presentan terreno *hummocky* en sus partes más bajas.

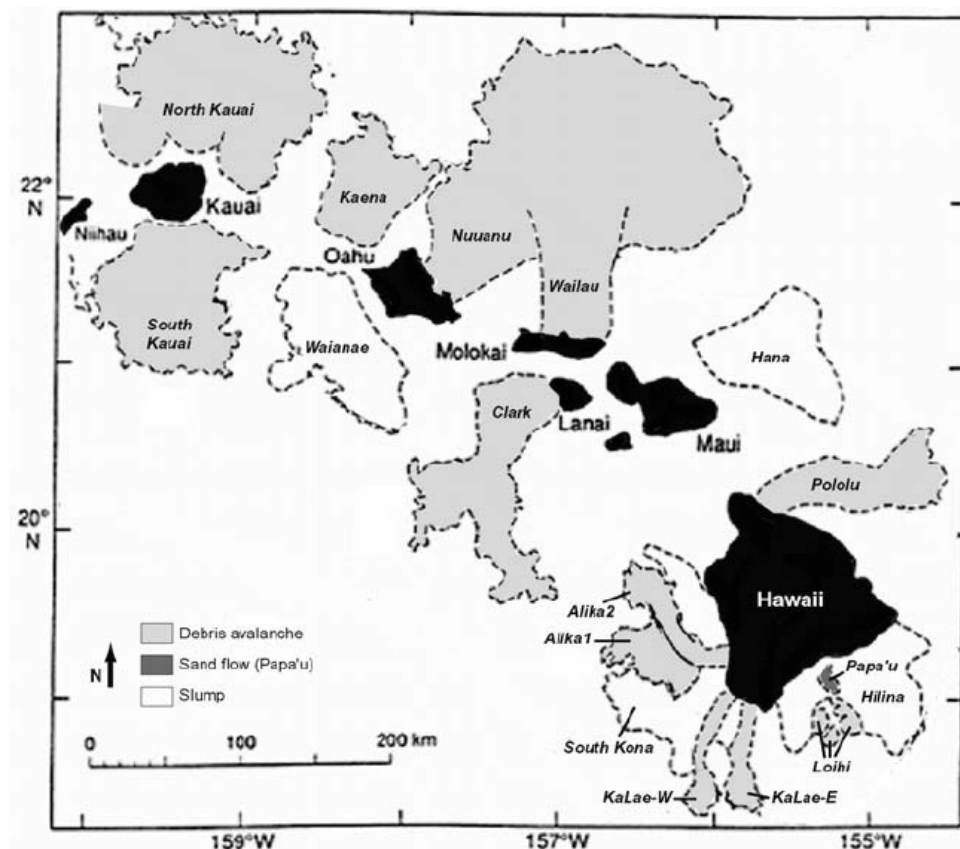


Figura 3.7. Localización de depósitos de grandes deslizamientos submarinos del Archipiélago de Hawai (modificado de Moore et al., 1989)

Tabla 3.2. Depósitos de deslizamientos submarinos del Archipiélago de Hawai (Moore et al., 1989)

Nombre	Localización	Área (km ²)	Largo (km)	Ancho (km)	Tipo
Kauai Norte	N Kauai	14.000	140	100	D
Kauai Sur	S Kauai	6.800	100	50	D
Kaena	NE Oahu	3.900	80	45	D
Waianae	NE Oahu	6.100	50	80	S
Nuuanu	NE Oahu	23.000	235	35	D
Wailau	N Molokai	13.000?	<195	40	D
Hana	NE Maui	4.900	85	110	S
Clark	SW Lanai	6.100	150	30	D
Pololu	N Hawaii	3.500	130	20	D
Kona Sur	W Mauna Loa	4.600	80	80	S
Alika-1	W Mauna Loa	2.300	88	15	D
Alika-2	W Mauna Loa	1.700	95	15	D
Ka Lae, oeste	S Hawaii	850	85	10	D
Ka Lae, este	S Hawaii	950	75	10	D
Hilina	S Hawaii	5.200	40	100	S
Papa'u	S Hawaii	200	20	6	SF
Loihi	S Hawaii	500	15	10-30	?

(D: *debris avalanche*, S: *slump*, SF: flujo de barro)

Del mismo modo que la utilización del sistema GLORIA permitió el reconocimiento de los depósitos de deslizamientos en los flancos submarinos del Archipiélago de Hawai, este sistema reveló la presencia de depósitos de deslizamientos en los flancos de las islas de Tristan de Cunha y El Hierro (como se cita en el Apartado 3.2.2). En ambas islas las importantes pendientes de sus escarpes, atribuidas en un principio a la acción del mar, fueron reinterpretadas como las cabeceras de grandes deslizamientos (Holcomb y Searle, 1991). El volumen de depósitos estimados en Tristan da Cunha fue de 150 km³. La edad de las lavas del acantilado sugieren que este deslizamiento tuvo lugar hace menos de 100.000 años.

Pequeñas Antillas (S. Vicente, Sta. Lucía, Martinica, Dominica, Guadalupe, Montserrat)

Roobol et al. (1983) estudiaron las grandes depresiones localizadas en las islas de Sta. Lucía, Dominica y S. Vicente. En estas tres islas, de las cinco que componen las Pequeñas Antillas, hay grandes depresiones de hasta 10 km de ancho abiertas hacia el mar del Caribe. Basándose en datos y observaciones geológicas, interpretaron el origen de estas estructuras concluyendo que eran el resultado de grandes deslizamientos que pudieron haber estado relacionados con erupciones y desencadenados por la inyección de magma; con anterioridad, la depresión de Qualibou, en Sta. Lucía, había sido interpretada como una caldera volcánica.

Estos autores compararon estas depresiones con otras semejantes que se encuentran en otras islas volcánicas, entre ellas Tenerife, La Palma y El Hierro, y

manifestaron su desacuerdo con la teoría de Ridley (1971), que proponía que el origen de las grandes depresiones canarias se debía a colapsos de caldera tipo pistón (*trap-door*).

Roobol et al. (1983) también describieron en la isla de Dominica una estructura similar pero de menor tamaño localizada en el extremo suroeste de la isla, en el volcán Soufrière, en cuyo interior se encuentra un domo andesítico más reciente. Más tarde, Boudon et al. (1984) estudiaron los depósitos asociados a este cráter en herradura de 1,7 km de diámetro y afirmaron que se trataba de depósitos de *debris flow* (también identificaron depósitos de *blast*) asociados a una avalancha ocurrida en el volcán Soufrière. Su emplazamiento se dató en 3.000 años y se pusieron de manifiesto las similitudes con los eventos ocurridos en los volcanes Mount St. Helens (1980) y Bezymianny (1956).

También en la isla de Martinica fue descrita una estructura que reflejaba el colapso del flanco del Mount Pelée. Este evento, datado hace 40.000-20.000 años, se evidenció por la gran depresión en herradura, de 6 km de diámetro, limitada por escarpes bien conservados presentes en el edificio Paleo-Pelée (Vincent et al., 1989). El interior de esta estructura sería rellenado por un nuevo edificio volcánico activo desde hace más de 2000 años.

Posteriormente se realizaron diversas campañas con el objetivo de cartografiar el fondo oceánico de las Pequeñas Antillas cuyo resultado no hizo sino corroborar la teorías de los deslizamientos de flanco rechazando así las hipótesis previas del colapso de caldera. Mattioli et al. (1995) demostraron cómo la depresión en forma de herradura localizada en la isla de Santa Lucía (Qualibou) se prolongaba bajo el mar, extendiéndose a lo largo de 10 km, con una anchura máxima de 5 km y 1,5 km de profundidad. Las estimaciones del volumen de materiales movilizados de la depresión fue de 30 km³, unas diez veces superior al volumen de materiales movilizado en la erupción del Mount. St. Helens (1980).

Años más tarde, Deplus et al. (2001) volvieron a poner de manifiesto la importancia de los deslizamientos de flanco en la evolución de los volcanes de islas oceánicas en general, y arcos-isla en particular, a partir de los análisis de la cartografía submarina obtenida entre las islas de Montserrat y St. Lucía. Cartografiaron extensas áreas cubiertas por depósitos de avalanchas caracterizados por la presencia de topografía *hummocky* y megabloques (>1 m). Los depósitos se extendían a partir de las estructuras en forma de herradura descritas en superficie. Estos autores definieron canales submarinos (*chutes*) flanqueados por escarpes de 3-5 km de ancho y 13-20 km de largo. Los depósitos más extensos se encontraban en los flancos submarinos de las islas de Dominica (3.500 km²), Martinica (800 km²) y Santa Lucía (2.000 km²) y alcanzaban decenas de kilómetros de distancia de la costa (90 km, 60 km y 75 km, respectivamente). Probablemente, estos depósitos sean el resultado de varios eventos de deslizamiento de flanco producidos en cada uno de los volcanes.

En los flancos submarinos de la isla de Montserrat se identificaron tres pequeños lóbulos de depósitos de avalanchas de menor extensión (20-120 km²) provenientes del volcán Soufriere Hill. Este volcán entró en erupción en 1995 y desde entonces se encuentra en actividad permanente.

El 26 de diciembre de 1997 en el sector norte del volcán Soufriere Hills en Montserrat se produjo un deslizamiento a pequeña escala asociado a la despresurización de un domo de lava. El volumen de la avalancha rocosa fue de $0,05 \text{ km}^3$ y una violenta corriente de piroclastos arrasó 10 km^2 del sur de la isla. Los característicos depósitos de avalancha estaban formados por una brecha de litología heterogénea y morfología *hummocky* (Druitt y Kokelaar, 2002).

Ritter y otros (Papua Nueva Guinea)

Johnson (1987) estudió el deslizamiento catastrófico producido en el volcán Ritter (Papua Nueva Guinea) en el año 1888. Basándose en datos batimétricos cuestionó las interpretaciones previas que afirmaban que en este volcán tuvo lugar un colapso de caldera y propuso que la destrucción de la isla se debió a un gran deslizamiento, que generó la gran depresión en anfiteatro parcialmente visible en superficie en la actualidad. Además, a partir de las características topográficas observadas en campo, fotos aéreas e imágenes de satélite, identificó eventos similares en otros volcanes de Nueva Guinea, tanto en islas localizadas en el arco de Bismark (Kadovar, Bam, Tolokiwa, Wangore, Umboli, Talawe), como en volcanes de la provincia de Fky-Highland (Doma Peak, Kerewa, Sisa, Hagen, Murray, Duau, Favenc, Yelia, Marble).

Polinesia Francesa

En la Polinesia Francesa (Islas Sociedad, Marquesas y Australes) se han encontrado evidencias, tanto superficiales como submarinas, de la ocurrencia de grandes deslizamientos. En la isla de Tahiti (Islas Sociedad) y en la de Ua Huka (Archipiélago de las Marquesas) se han identificado depósitos de deslizamiento de 500 y 100 m de espesor respectivamente en el interior de grandes depresiones emergidas con forma de herradura. Los resultados de las dataciones han permitido situar cronológicamente los eventos de deslizamiento al final de la fase de crecimiento en escudo de las islas (hace 0,57-0,39 Ma en el primer caso y 3 Ma en el segundo) (Clément et al., 2002).

Por otra parte, a partir de los análisis detallados de la batimetría del fondo submarino realizados en las islas Sociedad y Australes se han identificado 40 lóbulos de deslizamientos submarinos, que han llegado a recorrer de 15 a 60 km de distancia (Clouard y Bonneville, 2004).

La Reunión

Al igual que otras islas volcánicas en su fase de crecimiento en escudo, la isla de La Reunión, ha experimentado una compleja evolución combinando procesos constructivos y destructivos. Los deslizamientos periódicos (como grandes bloques deslizados) ha sido una forma común de destrucción de los edificios volcánicos que forman la isla (Duffield et al., 1982). La Reunión es una isla elíptica de 50 x 70 km que se eleva más de 4.000 m sobre el fondo oceánico y está formada por dos edificios volcánicos principales: Pitón de Neiges

(3.069 m) y Pitón de la Fournaise (2.630 m). A lo largo del tiempo, diversos estudios han confirmado la ocurrencia de grandes paleo-deslizamientos en ambos.

En el flanco de Pitón de la Fournaise destacan los deslizamientos de El Grand Brûle y Grandes Pentes, con cicatrices abiertas hacia el este de 12 x 6 km y 18 x 8 km respectivamente (Lénat et al., 1989). El flanco submarino de Pitón de la Fournaise fue estudiado con sonda batimétrica y sonar de alta resolución, y se identificaron 550 km³ de depósitos de deslizamientos en el flanco este (Labazuy, 1996). Posteriores estudios atribuyeron al colapso sucedido hace 4,2 ka la formación de El Grand Brûle, estimando su volumen mínimo en 6 km³ y máximas distancias recorridas en 40 km con bloques de incluso 400 m de diámetro (Ollier et al., 1998).

En el edificio de Piton des Neiges se han encontrado significativas formaciones de brechas que evidencian la ocurrencia de deslizamientos gravitacionales (Arnaud et al., 2003; Fèvre et al., 2003).

Nuevos datos batimétricos de las zonas norte, sur y oeste han permitido completar los trabajos anteriores, demostrando así la existencia de cuatro grandes protuberancias en los flancos submarinos de la isla de la Reunión (al norte, al sur, al este y al oeste). Estos promontorios en forma de abanico tienen 20-25 km de ancho en la zona de costa y 70-150 km de ancho en las partes más alejadas, a 70-80 km de la costa. Sus superficies irregulares, indican la presencia de grandes bloques de hasta varios cientos de metros de anchura. Cada una de estas protuberancias es el resultado de la superposición de múltiples depósitos de deslizamiento. Los más antiguos están diseccionados y delimitados por canales de erosión de hasta 200 m de profundidad y 20 km de largo (Oehler, 2005).

Así pues, los flancos submarinos de la isla de la Reunión están, en su mayoría, formados por acumulación de abanicos de depósitos de avalancha. A partir de evidencias morfológicas y geológicas subaéreas se pueden definir las áreas fuente de estos grandes movimientos en masa. En particular, se puede inferir que la mayoría de las cabeceras de los deslizamientos que han afectado al macizo de Pitón de Neiges generalmente coinciden con los límites de los denominados circos de Mafate, Salazie y Cilaos, mientras que los deslizamientos periódicos han dado lugar a la formación de grandes estructuras concéntricas tipo anfiteatro en el Macizo de Pitón de La Fournaise (Figuras 3.8 y 3.9). Durante el crecimiento de la isla de La Reunión han tenido lugar unos 15 eventos de deslizamiento, en su fase de crecimiento en escudo, desde hace 2 Ma (Oehler, et al., 2004).

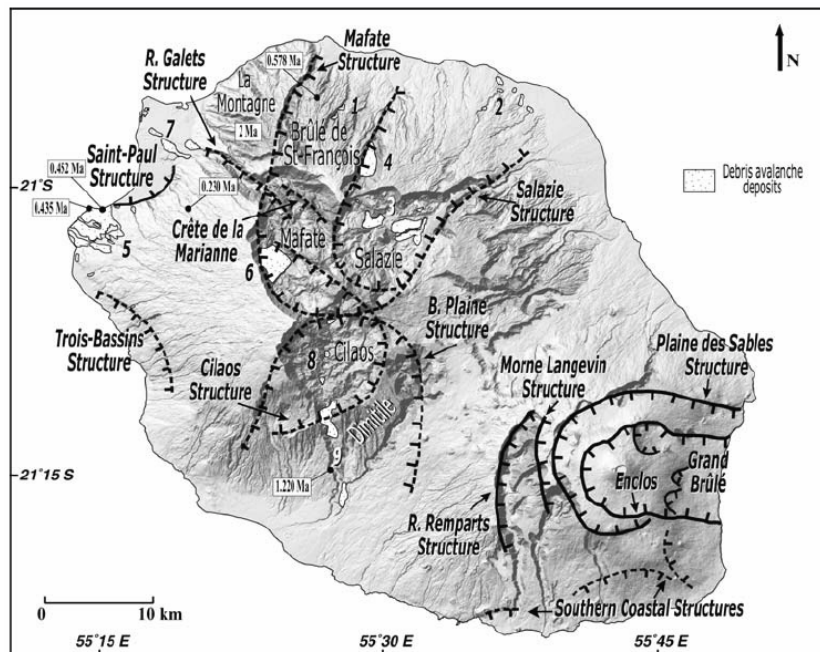


Figura 3.8. Localización de las cabeceras de los grandes deslizamientos en la isla de la Reunión (Oehler et al., 2004)

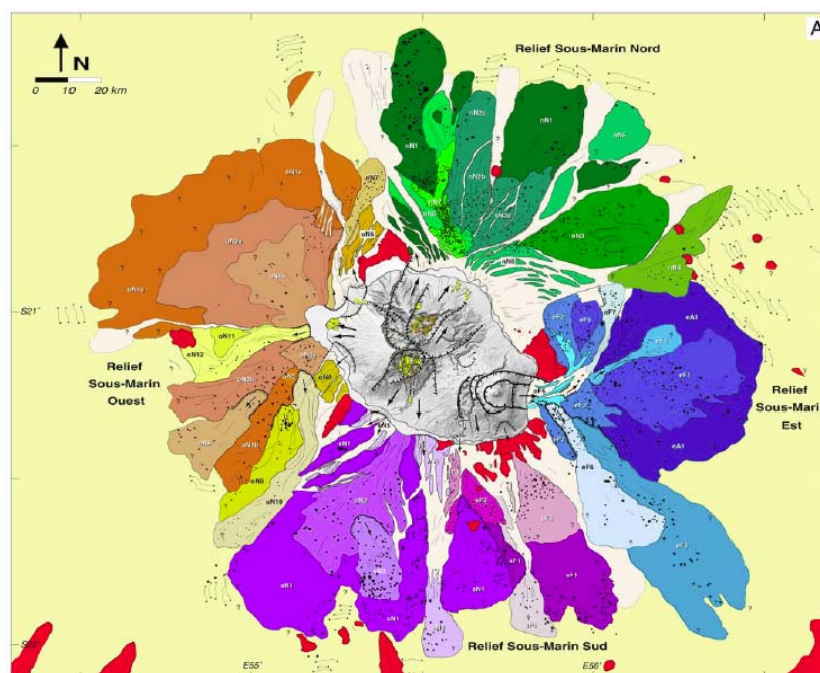


Figura 3.9. Depósitos de deslizamientos localizados en los flancos submarinos de la isla de La Reunión (Oehler, 2005)

Cabo Verde

La isla de Fogo, en el archipiélago de Cabo Verde, presenta una gran depresión de 9 km de diámetro abierta hacia el este (Figura 3.10). En su interior ha surgido un nuevo volcán, Cha

das Caldeiras, cuyo punto más alto es el Pico de Fogo (2.829 m). El volumen estimado de materiales movilizados por el deslizamiento que generó esta depresión es de 150-200 km³ (Day et al., 1999b). Jacobi y Hayes (1982) describieron mediante el análisis de perfiles sísmicos realizados en el fondo oceánico, la presencia de numerosos depósitos de *debris avalanches*, *debris flows* y turbiditas. Estos depósitos se extendían en una lengua de 300 km de largo y 50 km de ancho.

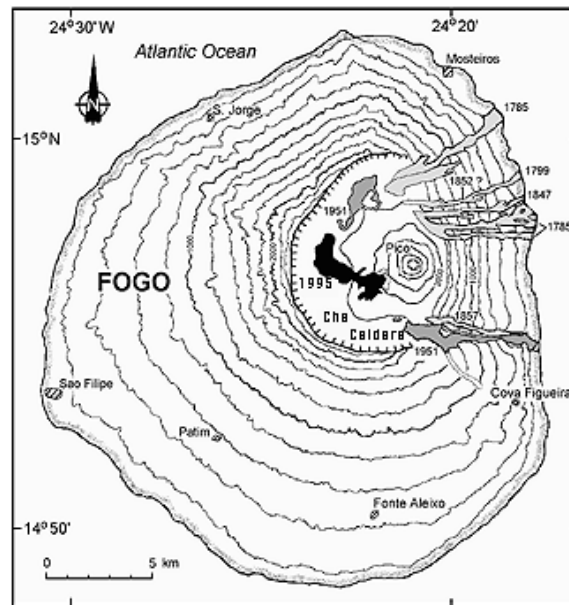


Figura 3.10. Isla de Cabo Verde (Fuente: Smithsonian Institution)

En el Archipiélago de Cabo Verde se ha realizado recientemente una campaña oceanográfica dirigida D.G. Masson con el objetivo de identificar señales de deslizamientos en el fondo submarino. Los resultados preliminares muestran claras evidencias de deslizamientos en las islas de Fogo y Santo Antao, las más jóvenes y activas del Archipiélago. Los depósitos de deslizamiento cubren un área de 1.000 km² al este de Fogo, confirmando que el anfiteatro que se encuentra en la parte emergida es la cicatriz del deslizamiento. Estos autores, también han identificado depósitos de deslizamientos al sur de la isla de Santo Antao, en las que se han reconocido al menos dos fases de deslizamiento (Masson, 2005).

Otros casos

En el volcán St. Augustine, en Alaska, han tenido lugar numerosas erupciones semejantes a la del Mount St. Helens, la más reciente en el año 1883. La caída de su cima produjo una avalancha de derrubios que al penetrar en el mar creó un *tsunami* con olas de hasta 10 m de altura (Siebert, 1992). Los depósitos, con un volumen estimado de 0,3 km³, cubrieron un área de 20 km² al norte de la isla e hicieron que la línea de costa se desplazara 2 km. La avalancha avanzó por el flanco submarino más de 4 km dejando a su paso un importante lóbulo de depósitos con la típica morfología *hummocky* (Begét y Kienle, 1992). En la isla de

St. Augustine al menos se han reconocido 13 depósitos de avalanchas de derrubios desde hace 2.200 años (Waythomas y Waitt, 1998).

En la isla de Stromboli han tenido lugar cuatro deslizamientos importantes en los últimos 13.000 años, el último de ellos, ocurrido hace 5.000 años (Tanner y Calvari., 2004) dio lugar a la estructura de la Sciara de Fouco. El volumen estimado para los materiales movilizados en cada uno de estos deslizamientos fue de 2,23 km³ (producido en el edificio Vancori), 1 km³ (producido en el edificio Nesostromboli), 1,08 km³ (producido en el edificio Pizzo Sopra la Fossa), y 0,73 km³ (producido en el edificio Pre-Sciara del Fuoco) (Tibaldi, 2001).

En diciembre de 2002 el flanco oeste del volcán Stromboli (la Sciara de Fuoco) sufrió un pequeño deslizamiento que generó un tsunami que impactó en las costas de la isla y en cuestión de minutos llegó hasta las costas de otras islas del Archipiélago de las Eolias (Tinti et al., 2005). A partir de datos submarinos se demostró que se habían producido dos deslizamientos, uno en la parte emergida de la isla y otro en el flanco submarino (Chiocci et al., 2003). Posteriormente, mediante el análisis de los datos sísmicos, se demostró que un primer deslizamiento tuvo lugar en el flanco submarino y el segundo tuvo lugar en el flanco emergido; este último se caracterizó por un mecanismo de rotura múltiple, en el que se formaron al menos 4 planos de deslizamiento, durante 4-5 minutos (La Rocca et al., 2004). El volumen de materiales movilizados en el deslizamiento submarino fue de 10 millones de metros cúbicos y en el subaéreo 8 millones de metros cúbicos (0,008 km³) (Chiocci et al., 2003).

En los flancos submarinos de la isla de Ischia (Italia) se han identificado recientemente depósitos de deslizamientos prehistóricos, cuyos volúmenes varían de 0,1 a 2-3 km³ y cientos de bloques de decenas de metros de longitud que llegaron a recorrer distancias de hasta 50 km de la costa. Su emplazamiento se ha asociado a procesos de avalanchas y flujos de derrubios. Los depósitos resultantes cubren un área de 250-300 km² del fondo oceánico. Estos procesos han sido correlacionados con la morfología en huella de herradura visible en la parte emergida de la isla (Chiocci y Alteriis, 2006). Según estos autores, el deslizamiento principal estuvo seguido, y probablemente también precedido, de recurrentes deslizamientos menores, tanto en la parte emergida de la isla como en la sumergida.

3.1.5. FACTORES CONDICIONANTES Y DESENCADENANTES

Los deslizamientos, procesos gravitacionales que en general pueden afectar a cualquier tipo de materiales rocosos o suelos, se producen por un incremento de las fuerzas desestabilizadoras y/o por una reducción en la resistencia de los materiales implicados. Los factores que controlan los movimientos de ladera en general son aquellos capaces de modificar las fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno.

Los denominados factores condicionantes (o pasivos) dependen de la propia naturaleza, estructura y forma del terreno, mientras que los factores desencadenantes (o activos) pueden ser considerados como acciones externas que provocan las inestabilidades;

estos últimos son responsables, por lo general, de la magnitud y velocidad de los movimientos.

Dentro de los factores condicionantes las propiedades físicas y resistentes de los materiales (directamente relacionadas con la litología y la estructura geológica) y las características geométricas de la ladera son fundamentales para la predisposición a la inestabilidad; otros factores importantes son la presencia y el tipo de discontinuidades, las condiciones hidrogeológicas, los estados tenso-deformacionales y el grado de alteración o meteorización de los materiales.

Bajo un punto de vista general, los factores desencadenantes más importantes son las precipitaciones, los cambios en las condiciones hidrogeológicas de las laderas, la modificación de la geometría, la erosión del pie y los terremotos.

Las causas de los grandes deslizamientos en zonas volcánicas son mucho más complejas que en los deslizamientos en otros tipos de materiales y pueden clasificarse de diversas formas (Keating y McGuire, 2000; McGuire 2003), incluyendo distintos procesos, destacando los derivados de la actividad volcánica. La actividad volcánica es responsable de diversos procesos que pueden desestabilizar directa o indirectamente las pendientes naturales. Estos procesos incluyen erupciones explosivas, sismicidad volcánica o volcano-tectónica, intrusiones de magma en forma de diques (*rifting*) o domos, actividad o movimiento en la cámara magmática, expansión del edificio volcánico (*spreading*), eventos de colapso de caldera y alteración hidrotermal; estos procesos pueden ser clasificados como desencadenantes internos o de origen propiamente volcánico. Por otro lado, entre los desencadenantes externos, o no relacionados directamente con la actividad volcánica, destacan los que modifican sustancialmente las condiciones morfológicas, geológicas e hidrogeológicas, y los relacionados con los cambios climáticos y con la actividad tectónica (Tabla 3.3 y Figura 3.11).

Tabla 3.3. Factores condicionantes y desencadenantes de deslizamientos en edificios volcánicos

Factores condicionantes	Factores desencadenantes de origen no volcánico	Factores desencadenantes de origen volcánico
Relieve, morfología	Precipitaciones intensas o acumuladas, aportes de agua (deshielo...)	Sismicidad volcánica o volcano-tectónica
Litología y estratigrafía	Modificaciones en las condiciones hidrogeológicas	Erupciones explosivas
Estructura geológica y discontinuidades	Sobrecargas estáticas o dinámicas	Intrusiones de magma (diques, domos, etc.)
Comportamiento hidrogeológico	Cambios morfológicos y de geometría	Actividad o movimiento en la cámara magmática
Propiedades resistentes o geomecánicas	Erosión o socavación a pie	Expansión lateral del edificio volcánico
Estado tensional	Terremotos (sismicidad de origen tectónico)	Eventos de colapso de caldera
Climatología, meteorización y alteración	Cambios climáticos	Alteración hidrotermal

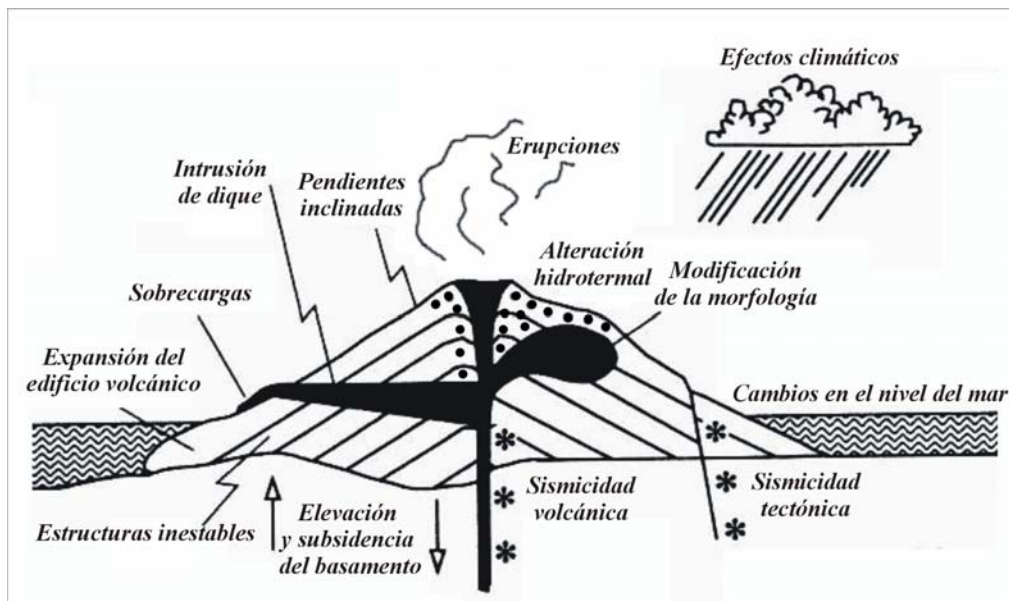


Figura 3.11. Factores desencadenantes de deslizamientos en edificios volcánicos (modificado de McGuire, 1996)

A continuación se destacan los aspectos más relevantes de estos factores de origen volcánico.

Factores desencadenantes de origen volcánico

Actividad sísmica de origen volcánico

Durante la ocurrencia del terremoto tiene lugar una liberación de grandes cantidades de energía acumulada en algún punto del interior de la cámara, de la chimenea o en sus proximidades.

Los terremotos que tienen su origen en el interior de un edificio volcánico pueden estar generados por el movimiento del magma en la cámara magmática o la formación de grietas por las que se mueve el magma, estos terremotos son puramente volcánicos. Los terremotos volcano-tectónicos se producen por explosiones o el reajuste producido en un edificio tras una erupción, como, según Lo Guidice y Rasà (1992), ha ocurrido en la región del Etna. Otros procesos volcánicos que pueden producir terremotos, de origen volcano-tectónico, son los colapsos de caldera, cuya magnitud puede llegar a 7 (Zobin 2001).

Los focos de los sismos volcánicos apenas alcanzan los 10 km de profundidad y sus magnitudes raramente son superiores a 5 en la escala de Richter. Las magnitudes de terremotos que precedieron procesos de grandes deslizamientos ocurridos en algunos volcanes se indican a continuación: 5,2 (St. Helens, 1980), 5 (Bezimianny, 1956), 5 (Bandai San, 1888), 5,5 (Unzen, 1792) y 5,5 (Sheveluch, 1964) (McNutt, 1996).

La actividad sísmica puede estar asociada a sistemas de fallas y a sistemas magmáticos de forma conjunta; esta interrelación puede tener efectos importantes en la movilidad de los materiales de los flancos de islas, como ocurre en el Kilauea, Hawai (Denlinger y Okubo, 1995).

Erupciones explosivas

En muchos casos los grandes deslizamientos en terrenos volcánicos han estado asociados a erupciones explosivas. Un buen ejemplo asociado a una violenta erupción fue el del Mount St. Helens (Voight et al., 1981). Otro caso es el del Etna (1999), que muestra la relación entre la actividad volcánica y los importantes movimientos de masa producidos en su cima (Calvari y Pinkerton, 2002).

Como se mencionó anteriormente, la primera clasificación de grandes deslizamientos en terrenos volcánicos (Siebert et al., 1987), se hizo en función del tipo de erupción asociada: aquellas con componente magmático, emisión de material juvenil (fragmentos solidificados durante la erupción) y actividad precursora, y aquellas con componente freático y sin expulsión de materiales juveniles. En el primer caso, constituyen buenos ejemplos, además de los deslizamientos asociados a las erupciones del Mount St. Helens (1980) y el Bezymianny (1956), el Shivelunch (1854, 1964), Augustine (1883) y Oshima Oshima (1741). En el segundo, los deslizamientos del Bandai San (1888) y la isla Ritter (1888).

Intrusión de diques, *rifting*

Las erupciones volcánicas están alimentadas por magma que circula a través de fracturas, conductos que reciben el nombre de diques si son verticales o sub-verticales. La intrusión de diques está favorecida por regímenes de tectónica extensionales. Si la actividad de estos diques persiste a lo largo de unos ejes lineales recibe el nombre de *rifting*.

La teoría de los *riffts* volcánicos toma ejemplo en el archipiélago de Hawai, donde se han definido zonas preferentes para la intrusión que convergen en la parte superior de la cámara magmática o en el propio volcán (Fiske y Jackson, 1972).

Desde el punto de vista de la mecánica, la actividad de los diques influye de varias formas en la estabilidad de los edificios volcánicos y son varias las consecuencias que pueden derivarse de esta intrusión: alteración hidrotermal, presiones horizontales perpendiculares al dique, sismicidad volcánica e incrementos en las presiones de poros generadas mecánica y térmicamente por los fluidos, entre otros.

La intrusión de diques o *rifting* es considerada por muchos autores una de las principales causas de deslizamientos, especialmente en islas oceánicas, como en el caso de Hawai (Fiske y Jackson, 1972; Duffield et al., 1982; Elsworth y Voight, 1995), Etna (McGuire et al., 1990; Billi et al., 2003), Stromboli (Tibaldi, 1996), La Reunión (Elsworth y Voight, 1995; Duffield et al., 1982) y Cabo Verde (Elsworth y Day, 1999).

Según Elsworth y Voight (1996), la inestabilidad de los flancos de los volcanes resultaría de la presión de fluidos generada mecánica y térmicamente con la intrusión de los diques.

Los diques representan una forma de intrusión magmática, pero también existen otras formas como *sills* o domos. Intrusiones de este tipo han sido también descritas en muchos volcanes que han experimentado procesos de deslizamiento, como es el caso del Mount St. Helens (Voight et al., 1981), Bezymianny (Belousov, 1996) o Soufrière Hills (Voight, 2000).

En las Islas Canarias, la relación entre los grandes deslizamientos y la intrusión de diques o rifting ha sido defendida por varios autores (Walter y Schminchke, 2002; Carracedo et al., 2004; Walter et al., 2005).

Expansión lateral del edificio volcánico y del sustrato

La expansión del edificio volcánico es un fenómeno generado por el régimen de esfuerzos de los volcanes que, durante su crecimiento, pueden desestabilizarse y sufrir inestabilidades. El papel del basamento es importante puesto que la deformación que puede producirse será gradual o catastrófica dependiendo de la naturaleza del cono, las propiedades de las rocas subyacentes y el régimen de esfuerzos al que esté sometido el edificio volcánico (Van Wyk de Vries y Borgia, 1996).

Existen argumentos que defienden la independencia de los procesos de expansión volcánica de la tectónica regional, puesto que el campo de esfuerzos de los propios volcanes se sobrepone al de los esfuerzos regionales, por lo que se pueden encontrar modelos de deformación similares en volcanes pertenecientes a entornos tectónicos muy diferentes (Borgia, 1994). La expansión inducida por la carga ejercida por el edificio volcánico estaría controlada particularmente por la geometría y el tipo de sustrato (Merle y Borgia, 1996), y los factores que controlan las frecuencias de extrusión e intrusión asociadas a los volcanes podrían estar relacionadas con los esfuerzos traccionales, la expansión asociada y el tamaño y la profundidad de la cámaras magmáticas (Gudmundsson, 1988). Cuando la expansión se produce en sustratos dúctiles pueden producirse *grabens* y empujes basales que provocan fallas *strike-slip*, aspectos que se deben tener en cuenta a la hora de estudiar la estabilidad de numerosos volcanes (Van Wyk de Vries et al., 2003).

La lenta deformación de los flancos, controlada por la gravedad, además de verse favorecida por la presencia de determinados sustratos, también puede resultar de la progresiva debilitación hidrotermal que altera el núcleo del edificio provocando la expansión del flanco y el colapso (Van Wyk de Vries et al., 2000).

La influencia de la expansión lateral (*spreading*) en la generación de deslizamientos se ha analizado tanto en islas oceánicas: Hawai (Borgia, 1994), La Reunión, Martinica (Oehler, et al., 2005), como en volcanes de zonas continentales de Centroamérica, Nicaragua y Chile (Van Wyk de Vries y Borgia, 1996; Van Wyk de Vries y Francis, 1997, Van Wyk de Vries et al., 2000 y 2001). Además, en el caso de islas oceánicas, las inestabilidades que provocan los deslizamientos pueden tener su origen en la propia

estructura de las islas volcánicas, marcada por horizontes de baja resistencia que forman un sustrato marino dúctil (Oehler et al., 2005).

Colapsos de caldera

Los colapsos de caldera son episodios cataclísmicos que dejan enormes depresiones con formas subcirculares o elípticas producidas la caída de los materiales de las partes superiores en el interior de la cámara magmática. Estos procesos se encuentran frecuentemente acompañados de erupciones de material piroclástico.

En tiempos históricos se han producido varios colapsos de caldera. Uno de los más representativos tuvo lugar en el volcán Fernandina, en las islas Galápagos, en 1968, acompañado de una fuerte actividad tectónica, que produjo la subsidencia de un área de 8 km² (Filson et al., 1973). Posteriores terremotos, en 1988, (Rowland y Munro, 1992) han producido avalanchas de derrubios en las paredes de las calderas movilizandovolumenes de 0,9 km³ hacia su interior (Chadwick et al., 1991).

Los colapsos de caldera incluyen diferentes procesos que pueden desestabilizar los flancos del volcán: sismicidad, cambios en el régimen de esfuerzos, intrusión de diques, alteración hidrotermal, acumulación de productos en las laderas, etc. La relación entre los grandes deslizamientos y los colapsos de caldera en la isla de Tenerife ha sido defendida por varios autores (Martí et al., 1997; Hürlimann et al. 1999, Hürlimann y Martí 2000) (ver Apartado 3.2.1).

Actividad hidrotermal

La actividad hidrotermal es la reacción entre las rocas y sus minerales y el agua caliente u otros fluidos normalmente asociados con la actividad magmática. Las alteraciones producen una reducción en la resistencia de los materiales, desempeñando un importante papel en su comportamiento mecánico.

Grandes deslizamientos, como los ocurridos en los volcanes Citlaltépetl (Méjico), Mount Rainer y Mount Shasta (EE.UU.), incluyen grandes cantidades de rocas alteradas hidrotermalmente (Crandell, 1971; Carrasco-Núñez et al., 1993). Numerosos estudios realizados en las superficies o los depósitos de deslizamiento indican la presencia de alteración y fracturación intensa (Van Wyk de Vries et al., 2000; Zimbelmanetal., 2004; Pulgarín et al., 2004).

Según diversos autores (Watters et al., 2000; Concha Dimas, 2004; Zimbelman et al., 2004) la alteración debilita significativamente las rocas volcánicas y que el edificio volcánico se derrumbe rápidamente produciendo avalanchas de derrubios. Dependiendo del contenido de agua, también pueden tener lugar flujos de derrubios con consecuencias catastróficas si se encuentran cerca de áreas densamente pobladas (Finn et al., 2001).

La actividad hidrotermal también puede influir en la alteración y el debilitamiento del núcleo del edificio volcánico. Esto provoca la expansión de sus flancos y modifica la forma original del cono, aumentando la susceptibilidad a sufrir deslizamientos (Van Wyk de Vries et al., 2000; Cecchi et al., 2005). La alteración hidrotermal puede explicar algunos de los deslizamientos producidos en volcanes en los que no ha habido actividad magmática precursora, relacionando la disolución de las rocas y la alteración de los minerales con otros desencadenantes (López y Williams, 1993). Por otro lado, las presiones de poros creadas por los sistemas hidrotermales también influyen en la estabilidad de los volcanes. Existen diferentes estudios que establecen relaciones entre el incremento de la presión de poros y la reducción de la resistencia de los materiales volcánicos (Day, 1996). Los incrementos en la presión de poros se pueden deber al incremento del agua de los poros por las intrusiones, desgasificación, presencia de otros fluidos o por deformaciones.

En la Tabla 3.4 se sintetizan los casos mencionados. Sin embargo, conviene tener en cuenta que, tal y como se ha visto anteriormente, los principales factores desencadenantes de deslizamientos de origen volcánico son diversos y sus efectos pueden ser variados, pudiendo, en muchos casos, estar relacionados o actuar de forma conjunta.

Tabla 3.4. Procesos generadores de grandes deslizamientos en volcanes conocidos

Proceso	Ejemplos	Referencias
Sismicidad volcánica y erupciones explosivas	Mount St. Helens, Bandai, Unzen, Bezymianny, Shivelunch, Augustine, Oshima-Oshima, Ritter, Etna	Siebert et al., 1987; Voight et al., 1981; McNutt, 1996; Calvari y Pinkerton, 2002
Intrusión de diques (<i>rifting</i>)	Hawai, La Reunión, Cabo Verde, Canarias, Etna, Stromboli	Duffield et al., 1982; McGuire et al., 1990; Iverson, 1995; Elsworth y Voight, 1995; Tibaldi, 1996; Elsworth y Day, 1999; Billi et al., 2003; Walter y Troll, 2003
Intrusión de domo	Mount St. Helens, Bezymianny; Mt. Ruapehu	Voight et al., 1981; Donnadieu et al., 2001; McClelland y Erwin, 2003
<i>Spreading</i> *	Mauna Loa-Kilauea, Mombacho, Socompa, Reunion, Hawai, Martinica	Borgia, 1994; Van Wyk de Vries y Borgia, 1996; Van Wyk de Vries y Francis, 1997; Van Wyk de Vries et al., 2001; Oehler et al., 2005
Alteración y <i>spreading</i> *	Casita	Van Wyk de Vries et al., 2000
Actividad hidrotermal	Nevado del Ruiz	López y Williams, 1993
Sismicidad tectónica y reactivación de fallas	Etna, Kilauea, Ontake, Iriga, Mount. St. Helens, El Cantal	Lo Guidice y Rasà, 1992; Lagmay et al., 2000; Vidal y Merle, 2000; Cervelli et al., 2002
Colapsos de caldera	Tenerife, La Reunión	Chevallier y Bachelery, 1981; Martí et al., 1997; Hürlimann, 1999;

* Expansión del edificio volcánico producida por el crecimiento del volcán, el papel del basamento, la tectónica y/o el régimen de esfuerzos

Comportamiento geomecánico

El comportamiento mecánico de los procesos que dan lugar a los grandes deslizamientos en volcanes aún no está resuelto. En algunos casos las fuerzas magmáticas aparecen claramente involucradas en su desarrollo, y el papel que desempeñan es altamente decisivo en los deslizamientos, puesto que directa o indirectamente provoca fuerzas que incrementan los esfuerzos de corte y reducen la resistencia al corte de los materiales.

La presencia de materiales anisótropos y discontinuos, capas débiles, alteradas, o de zonas con un comportamiento diferencial ante determinados fenómenos, está muy vinculada a las propiedades mecánicas de los materiales y su respuesta a los esfuerzos y a la presión de los fluidos ante condiciones que puedan suponer inestabilidad. Los sistemas hidrotermales, las repetidas intrusiones magmáticas, las erupciones y los terremotos, son frecuentes en los volcanes que experimentan movimientos de masas, implicando una combinación de mecanismos y materiales para que se produzcan las inestabilidades. Aunque en muchas ocasiones estos procesos (intrusiones, terremotos, etc.) no causan grandes deslizamientos, otras sí lo hacen.

A efectos de su incidencia en el comportamiento geomecánico de los suelos y rocas, los factores o agentes que controlan los movimientos de ladera pueden agruparse en dos grandes grupos: aquellos que incrementan los esfuerzos cortantes y aquellos que contribuyen a reducir la resistencia al corte. En el caso de los grandes deslizamientos en terrenos volcánicos, los principales factores que incrementan los esfuerzos cortantes son las sobrecargas estáticas y dinámicas y el incremento de la pendiente. Los factores que reducen la resistencia al corte pueden ser factores físico-químicos, incremento de la presión de fluidos de poros o cambios en la estructura. En la Tabla 3.5 se amplían cada uno de estos factores según Voight y Elsworth (1997).

Tabla 3.5. Factores que intervienen en el comportamiento geomecánico de los grandes deslizamientos en terrenos volcánicos (Voight y Elsworth, 1997)

FACTORES INTRÍNSECOS
<u>Composición inicial</u> <ul style="list-style-type: none">- Textura: materiales sueltos, porosos y débiles son propensos a los deslizamientos- Estratificación: orientación respecto a la superficie de la ladera- Alternancia de secuencias en relación con su resistencia y permeabilidad- Sistemas de discontinuidad: fallas, juntas, diques, planos de estratificación- Origen de la ladera, procesos y movimientos sufridos: deslizamientos, fallas y orientación del movimiento- Condiciones físico-químicas iniciales: condiciones de alteración y meteorización- Sismicidad histórica y daños sísmicos- Condiciones hidrogeológicas (estacionales)
FACTORES QUE INCREMENTAN LOS ESFUERZOS CORTANTES
<u>Pérdida de confinamiento lateral y en la base de las laderas</u> <ul style="list-style-type: none">- Procesos de erosión, aumento o disminución de las pendientes naturales, socavación- Movimientos de masas previos- Explosiones freáticas cerca de la base de la ladera

<u>Sobrecargas estáticas</u> <ul style="list-style-type: none"> - Deposición natural: sedimentación fluvial o coluvial, lava, tefra - Peso del agua de lluvia o de volátiles exueltos - Presiones de infiltración y de agua en las juntas - Presión del magma - Presiones de hinchamiento y expansión de arcillas
<u>Sobrecargas dinámicas</u> <ul style="list-style-type: none"> - Terremotos de origen tectónico regionales o locales - Vibraciones de terremotos de origen volcánico, explosiones y procesos eruptivos - Vibraciones producidas por deslizamientos rápidos en las zonas próximas
<u>Incremento de la superficie de la pendiente</u> <ul style="list-style-type: none"> - Deformaciones relativas a las intrusiones de magma - Tectónica regional - Cambios debidos a procesos deposicionales
FACTORES QUE REDUCEN LA RESISTENCIA AL CORTE
<u>Factores físico-químicos</u> <ul style="list-style-type: none"> - Alteración hidrotermal - Plastificación de arcillas - Hidratación de minerales de la arcilla - Intercambio iónico de arcillas - Meteorización - Disolución y lavado del cemento - Descomposición de materia orgánica - Fracturación físico-química
<u>Incremento de la presión de fluidos de poros</u> <ul style="list-style-type: none"> - Precipitaciones intensas y fusión rápida de nieve - Cambios en el régimen de aguas subterráneas - Cambios en la presión de poros de acuíferos adyacentes a la intrusión de magma, debido a deformación poroelástica, expansión térmica o separación de gases en la cámara magmática - Cambios en la presión de poros por procesos hidrotermales - Expansión térmica de fluidos de poros debido a la fricción durante el deslizamiento - Aumento de la presión de poros inducida por vibraciones - Aumento de la presión de poros por esfuerzos de cizalla - Sobrecarga inducida por infiltración - Cambios del nivel del mar, lagos u océanos - Cambios en condiciones de contorno de los fluidos - Fusión glaciár debida al flujo geotérmico
<u>Cambios en la estructura</u> <ul style="list-style-type: none"> - Alteraciones y remoldeo - Reorientación de partículas por deslizamiento o cargas dinámicas (pérdida de resistencia de pico a residual) - Colapso de granos en los depósitos alterados de tefra - Fracturación y debilitamiento de las paredes de los valles, relajación de esfuerzos - Asentamientos profundos por fracturación asociada a la intrusión de magma, procesos geotérmicos y alteración físico-química - Reajustes en los flujos de agua subterránea, modificación en el sistema de drenaje de la ladera

3.1.6. MODELIZACIÓN DE DESLIZAMIENTOS EN VOLCANES

Los estudios que analizan la estabilidad de los flancos de los volcanes no son frecuentes. Sin embargo, las mejoras que se han venido realizando en los últimos años en distintas herramientas informáticas y programas de cálculo han permitido su desarrollo de manera notable. La publicación de trabajos sobre modelos numéricos que estudien los aspectos geomecánicos de los deslizamientos volcánicos comenzó en los años ochenta tras el deslizamiento del Mount St. Helens. Desde entonces se han llevado a cabo importantes trabajos aplicando diferentes métodos para el análisis y modelización, tanto de equilibrio límite como numéricos tensión-deformación. La mayoría de estos trabajos han contribuido a mejorar el conocimiento sobre la estabilidad de las laderas de los volcanes. Sin embargo, a pesar de ello, aún no se han encontrado respuestas satisfactorias para muchas de las cuestiones relacionadas con los procesos de inestabilidad en volcanes y su metodología de análisis.

A continuación, se destacan los antecedentes más importantes de los estudios de análisis de estabilidad de volcanes, resumidos en la Tabla 3.6.

Entre los estudios realizados en el deslizamiento del Mount St. Helens, Voight et al. (1983) dedicaron un apartado al análisis de estabilidad mediante equilibrio límite. Los resultados indicaban que el desencadenante de los deslizamientos fue la acumulación de varios factores entre los que incluían la pérdida de resistencia debida a la intrusión, sismicidad y movimientos gravitatorios, aumento de presión de poros generada principalmente por el agua y vapor, y esfuerzos de corte transitorios debidos al terremoto desencadenante.

Paul et al. (1987) encontraron una buena aproximación para la deformación y el deslizamiento de este mismo caso, siendo conscientes de las limitaciones del método que aplicaban. Asumieron que el edificio se comportaba como un conjunto de bloques que se mueven unos respecto a otros y aplicaron incrementos de presión interna para simular la intrusión de magma y aceleración horizontal simulando el terremoto. Este caso volvió a ser analizado mediante el método de equilibrio límite por Donnadieu et al. (2001).

En la aplicación del método de equilibrio límite en análisis de estabilidad de islas volcánicas destacan los trabajos de Iverson (1995), Elsworth y Voight (1995) y Voight y Elsworth (1997). Estos autores introdujeron el desarrollo de las fórmulas clásicas para el cálculo de factor de seguridad ($FS = \text{fuerzas estabilizadoras} / \text{fuerzas desestabilizadoras}$) profundizando en el papel de las intrusiones de magma como desencadenantes.

Reid et al. (2000, 2001) y Reid (2004) aplicaron el método de Bishop simplificado y métodos de tensión-deformación. Profundizaron en los efectos del agua y los sistemas hidrotermales como agentes desencadenantes debido a aumentos de presión de poros tras intrusiones magmáticas.

Recientemente se han comenzado a desarrollar nuevas líneas de investigación relacionadas con la influencia de la resistencia de las rocas en la estabilidad de los edificios volcánicos. Watters et al. (2000) y Zimbelman et al. (2004) se centran en la obtención de una metodología para hallar la resistencia que controla el momento inicial del movimiento

aplicando técnicas comunes en ingeniería geológica combinadas con trabajos de campo. Estos autores analizan los parámetros de fricción, cohesión, peso específico, a partir del RQD y RMR, y aplican los criterios de Mohr-Coulomb y Hoek y Brown.

Alvarado (2003) evaluó la estabilidad del volcán Arenal (Costa Rica) mediante distintos métodos. El análisis de equilibrio límite se realizó para tres condiciones: estática (estado normal del macizo), estática con sobrecarga (acumulación de materiales tras una posible erupción) y pseudo-estática (en el caso de un terremoto). Mediante el método de elementos finitos se analizó el comportamiento de distintos modelos geológico-geotécnicos variando los modelos constitutivos de los materiales (elástico, elasto-plástico...).

Con el paso del tiempo se ha ido profundizando en los análisis geomecánicos de la estabilidad de volcanes mediante el reconocimiento de los procesos geológicos capaces de generar inestabilidad, la caracterización geotécnica del macizo rocoso y la creación de modelos numéricos que incorporen los procesos geológicos propios del entorno y las características geomecánicas del volcán. Buenos ejemplos de estos avances se encuentran reflejados en los trabajos de Concha-Dimas (2004), Okubo (2004), Thomas et al. (2004a), Apuani et al. (2005a y b) y Van Berlo (2006 y 2007).

Se han generalizado las investigaciones geotécnicas basadas en la evaluación de la resistencia del macizo rocoso y la aplicación del criterio de Hoek y Brown para el análisis de estabilidad del volcán. La calidad del macizo es evaluada mediante el Índice Geológico de Resistencia (GSI). Para ello se aplica, en primer lugar, la clasificación RMR, que tiene en cuenta los siguientes parámetros geomecánicos: resistencia uniaxial de la matriz rocosa, grado de fracturación en términos de RQD, apertura, espaciado, continuidad, rugosidad, orientación y condiciones hidrogeológicas de las discontinuidades. La obtención de los parámetros necesarios para la modelización se puede completar mediante la aplicación de otros ensayos como: carga puntual, compresión simple, compresión triaxial y corte directo. A partir de estos datos se aplican criterios de mecánica de rocas para obtener las propiedades resistentes de los macizos rocosos (el criterio considerado en la mayoría de los casos es el de Hoek y Brown, implementado en el programa RocLab de Rockscience, 2000). Los resultados obtenidos son considerados en los análisis de estabilidad mediante el método seleccionado y el programa escogido, equilibrio límite o métodos numéricos, habiendo considerado las condiciones de contorno y los factores desencadenantes representativos de la zona de estudio.

Los métodos numéricos han permitido también analizar otros aspectos del comportamiento mecánico de los volcanes, como la distribución de los esfuerzos en los mismos (Chevallier y Verwoerd, 1988) y su influencia en la estabilidad (Russo et al., 1996 y 1997). Por otro lado, también han resultado de utilidad para explicar determinados procesos volcánicos como la intrusión de diques a lo largo de zonas de *rift* (Dieterich, 1988) o la distribución de los diques de forma circular o radial en las inmediaciones de las calderas o los flancos de volcanes (Chadwick y Dieterich, 1995).

El estudio de la expansión de los edificios volcánicos (*spreading*) también se ha servido de los métodos de equilibrio límite para analizar diversos casos de volcanes conocidos (Borgia, 1994; Van Wyk de Vries y Matela, 1998).

El método de elementos discretos ha sido utilizado recientemente para estudiar la influencia del crecimiento del Kilauea sobre el flanco preexistente del Mauna Loa (Hawai) Morgan (2006).

Tabla 3.6. Principales trabajos de modelización realizados en volcanes (deslizamientos, estado de esfuerzos, expansión lateral, intrusión de diques)

Método	Lugar de aplicación	Observaciones	Referencia
Equilibrio límite y Esfuerzo-deformación (EF)	Arenal, Costa Rica	Modelización del deslizamiento considerando acumulación de materiales y sismicidad	Alvarado, 2003
Equilibrio límite y Esfuerzo-deformación (DF)	Stromboli, Italia	Modelización del deslizamiento considerando presión de magma y sismicidad	Apuani et al., 2005b
Esfuerzo-deformación (EF)	Hawai (volcán tipo)	Modelización de la expansión lateral (<i>spreading</i>)	Borgia, 1994
Esfuerzo-deformación (EF)	Galápagos	Modelización de intrusión de diques circulares y radiales	Chadwick y Dieterich, 1995
Esfuerzo-deformación (EF)	Marion, Tristan de Cunha, La Reunión, Gough	Modelización de los esfuerzos de una cámara magmática	Chevallier y Verwoerd, 1988
Esfuerzo-deformación (DF)	Pico de Orizaba, Méjico	Modelización del deslizamiento considerando alteración hidrotermal y reactivación de falla en el basamento	Concha-Dimas, 2004
Equilibrio límite y Esfuerzo-deformación (EF)	Hawai	Modelización de intrusiones de diques en zonas de <i>rift</i>	Dieterich, 1988
Equilibrio límite	Mount St. Helens	Modelización del deslizamiento considerando intrusión de domo	Donnadieu et al., 2001
Equilibrio límite	Hawai y La Reunión (volcán tipo)	Modelización de deslizamientos considerando intrusión de diques	Elsworth y Voight, 1995
Equilibrio límite y Esfuerzo-deformación (ED, DF)	La Orotava, Tenerife	Modelización del deslizamiento considerando sismicidad, intrusión de diques y colapso de caldera	Hürlimann, 1999
Equilibrio límite	Hawai	Modelización de deslizamientos considerando intrusión de diques	Iverson, 1995
Esfuerzo-deformación (ED)	Mauna Loa y Kilauea	Modelización de expansión lateral (<i>spreading</i>)	Morgan, 2006
Equilibrio límite	Hilina <i>slump</i> (Hawai)	Modelización del deslizamiento considerando sismicidad	Okubo, 2004
Esfuerzo-deformación	Mount St. Helens	Modelización del deslizamiento considerando incrementos de presión y sismicidad	Paul et al., 1987
Equilibrio límite	Mount St. Helens, Mount Rainer	Modelización de deslizamientos en tres dimensiones	Reid et al., 2000 y 2001
Esfuerzo-deformación	Mount St. Helens, Bandai, Ontake	Modelización de deslizamientos considerando inyección de magma y alteración hidrotermal	Reid, 2004

Método	Lugar de aplicación	Observaciones	Referencia
Esfuerzo-deformación (EF)	Stromboli y Vesubio	Modelización de sistemas de alimentación magmática	Russo et al., 1996 y 1997
Esfuerzo-deformación (EF)	Cumbre Nueva, La Palma	Modelización del deslizamiento considerando el crecimiento del volcán e intrusión de diques	Van Berlo, 2006
Esfuerzo-deformación (EF)	Iwaki (Japón), Concepción (Nicaragua), Fieale (Djibouti)	Modelización de la deformación del sustrato dúctil (<i>spreading</i>)	Van Wyk de Vries y Matela, 1998
Esfuerzo-deformación (EF)	Mount St. Helens	Modelización del deslizamiento considerando aumento de presión de poros y sismicidad	Voight et al., 1983
Equilibrio límite	Volcán tipo	Modelización de deslizamientos considerando aumento de presión de poros	Voight y Elsworth, 1997
Esfuerzo-deformación	Mount St. Helens, Soufrière Hills, Mont Pelée (Martinica), Lamington (Papua Nueva Guinea)	Modelización de deslizamientos considerando intrusión de domos	Voight, 2000
Esfuerzo-deformación (DF)	Citlaltépetl	Modelización del deslizamiento considerando alteración y sistema de fracturas	Zimbelman et al., 2004

(EF: Elementos Finitos, DF: Diferencias Finitas, ED: Elementos Discretos)

Modelos físicos

Varios autores han analizado el comportamiento mecánico de volcanes mediante modelos físicos: el papel de la expansión lateral (Merle y Borgia, 1996; Wooler et al., 2004), los mecanismos de deslizamiento en islas (Merle y Lénat, 2003; Oehler et al., 2005), el desarrollo de zonas de *rift* en volcanes solapados (Walter et al., 2006), o los efectos del aumento de la presión de gases en la estabilidad (Thomas et al., 2004b).

Para las Islas Canarias se han desarrollado modelos centrados en el estudio de las zonas de *rift* y en el papel que éstas ejercen en el crecimiento de las islas y en la estabilidad de los edificios volcánicos. Entre otros se encuentran los trabajos de Walter (2003) en Tenerife, Walter y Troll (2003) en La Palma y Münn et al. (2006) en El Hierro.

3.2. GRANDES DESLIZAMIENTOS EN EL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

3.2.1. TEORÍA DE LOS GRANDES DESLIZAMIENTOS

Han sido varios los hechos que han permitido corroborar la teoría de los grandes deslizamientos como procesos generadores de los grandes valles del Archipiélago Canario.

A lo largo del tiempo, el origen de los valles presentes en las islas occidentales (Tenerife, La Palma y El Hierro) fueron explicados con diversas teorías que, a partir de diversos acontecimientos y descubrimientos, evolucionaron hasta proporcionar una hipótesis satisfactoria, aceptada de manera generalizada por la comunidad científica.

En la actualidad se acepta que los valles de Güímar y La Orotava, en Tenerife, así como los de Aridane (Cumbre Nueva) y El Golfo, en La Palma y El Hierro respectivamente, fueron generados por grandes deslizamientos. La posterior identificación y cartografía de los depósitos de los deslizamientos en los flancos submarinos de las islas apuntalaron esta teoría, y mostraron que los grandes deslizamientos son procesos “comunes” en la evolución de las Islas Canarias al igual que en otras islas volcánicas.

A continuación se exponen algunos de los principales antecedentes de la teoría de los grandes deslizamientos destacando los casos de Güímar y La Orotava y reseñando algunos aspectos importantes de los deslizamientos de Cumbre Nueva o El Golfo.

Deslizamientos de Güímar y La Orotava (Tenerife)

La génesis de los grandes valles de Icod, La Orotava y Güímar ha sido uno de los más interesantes problemas planteados en la geología canaria. La morfología de estos impresionantes accidentes geográficos ha llamado la atención de numerosos investigadores y científicos que, desde hace más de 200 años, han tratado de dar una explicación sobre su origen (Villalva, 2003).

Leopold von Buch (1836), fue el primer geólogo que parece esbozar la teoría de los deslizamientos de esta forma: “cuando se contempla el valle de La Orotava encerrado entre esas dos murallas desde un punto alto, involuntariamente uno piensa que es el resultado del corrimiento de una parte de la isla, por cuyo motivo habrían quedado al descubierto las dos montañas que formaban las laderas de la parte arrastrada”.

Más tarde, Von Fritsch y Reiss (1868) propusieron para los valles de Güímar y La Orotava un origen intercolinar, y Hausen (1961) vio en ellos fosas tectónicas. La teoría de los valles intercolinares, que explicaba la formación de los valles mediante un vacío estructural, es decir, una zona más baja porque las lavas se canalizaron a ambos lados del actual valle dejando una amplia zona sin rellenar, fue la hipótesis dominante hasta pasada la mitad del siglo XX.

Con el aumento de las necesidades de agua para el regadío y la imposibilidad de captar escorrentías en los barrancos de la isla, las aguas subterráneas aparecen como

única solución posible. Los primeros túneles y galerías perforados en la isla de Tenerife en busca de agua datan de principios del siglo XIX, pero es a mediados de siglo cuando se generaliza su excavación. El proyecto SPA-15, patrocinado por la UNESCO, abrió el camino que desembocaría en los actuales planes hidrológicos insulares. Este proyecto marcó el inicio de nuevas investigaciones sobre la geología de la isla derivadas de las necesidades técnicas y económicas de la perforación de galerías y pozos.

Un paso decisivo para la formulación de la teoría de los grandes deslizamientos se dio en el año 1962, cuando Bravo, a partir de las investigaciones del subsuelo, aportó argumentos para explicar la génesis de los grandes valles de Tenerife basándose en el descubrimiento de una formación geológica de características singulares en el interior de las galerías, que él mismo denominó “fanglomerado”. El “fanglomerado” estaba compuesto por “una masa arcillo-arenosa donde están englobados en completo desorden bloques de roca de todos los tamaños, hasta de varias toneladas, subangulosos o redondeados y de elementos constitutivos poligenéticos (Figura 3.12). Bravo (1962) atribuyó el origen del “fanglomerado” a explosiones gigantes que destruyeron la estructura que se elevaba en el centro de la isla; posteriormente, tras periodos de formación de un nuevo edificio, tranquilidad volcánica, erosión y emisiones, comenzarían a deslizarse sobre el “fanglomerado”, empapado en aguas subterráneas, masas inestables de las laderas de las islas, dando origen a los valles de Güímar y La Orotava. La teoría formulada por Bravo fue, años más tarde, aceptada por su maestro Hausen (1971). A partir de este argumento se desarrollaría la hipótesis erosiva junto con avalanchas de grandes masas de terreno.

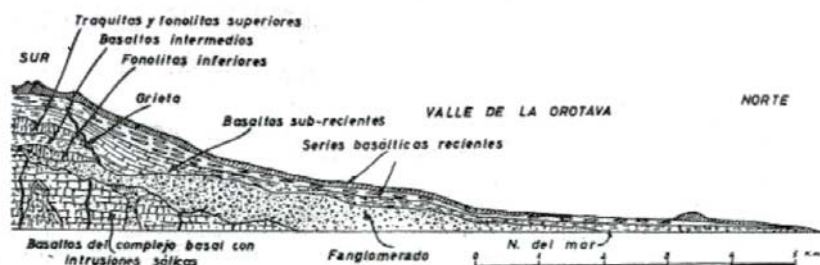


Figura 3.12. Corte geológico del valle de La Orotava donde se representó, por primera vez, el “fanglomerado” (Bravo, 1962)

En contra de la teoría de Bravo, Fuster et al. (1968) afirman que Fritsch y Reiss (1868) están mucho más cerca de la realidad cuando, descartando la hipótesis tectónica para estos casos, utilizan el término de valles intercolinares, que no llegaron a ser colmatados, acumulando en cambio grandes cantidades de materiales volcánicos sobre los escarpes preexistentes, apoyando así el origen intercolinar de los Valles de La Orotava y Güímar.

Posteriormente, tras el reconocimiento y estudio geológico de 137 galerías, con un recorrido total de más de 340 km, Coello (1973) confirma que la formación de los grandes valles de Güímar y La Orotava, así como la depresión de las Cañadas, son el resultado de la acción combinada de la erosión unida a grandes avalanchas subhorizontales, que llevaron al mar grandes masas de terrenos superpuestos a la brecha volcánica (“fanglomerado”). En

1989, Coello y Bravo exponen de nuevo sus argumentos a favor de la hipótesis erosiva y de avalanchas, aportando diversos argumentos que sostienen que la formación de los valles de La Orotava y Güímar se debe a avalanchas de grandes masas de terreno sobre superficies plásticas, junto con la actuación de una erosión muy activa, principalmente de las aguas superficiales.

En este mismo año, a partir de los trabajos realizados en numerosas galerías y tras el estudio del proceso de deslizamiento del volcán Mount St. Helens (1980, EE.UU.), Navarro y Coello (1989) y Navarro y Farrujia (1989) defienden que el depósito brechoide y caótico, conocido localmente como “mortalón” (el “fanglomerado” de Bravo, 1962), y que aparece “sistemáticamente en el fondo de las depresiones de los valles de Güímar, La Orotava e Icod”, constituye, en realidad, una fracción del material deslizado que ha quedado retenida en el fondo de las depresiones. Así pues, afirman que estas depresiones gravitacionales habrían sido originadas por gigantescos deslizamientos en masa originados por la inestabilidad de relieves que han crecido excesivamente en altura. Según esta teoría, deslizamientos similares, pero a menor escala, serían los que han tenido lugar en época histórica en los volcanes del Mount St. Helens, el Bezzymianny (1956, Rusia) y el Bandai San (1888, Japón), entre otros: en todos ellos el material desplazado se fragmentó y trituró para dar un depósito brechoide con características semejantes al “mortalón”.

Es de este modo como la formación, originalmente definida por Bravo (1962) e interpretada en primer lugar como la causa de los deslizamientos, pasa a interpretarse como el producto de los mismos.

Alternativamente, años más tarde, aparece, sin mucha aceptación, una nueva hipótesis (Palacios, 1994) que explica el origen de La Orotava y el de otros grandes valles en áreas volcánicas, por medio de la alternancia de tres procesos principales: la erosión de los barrancos por la acción de los ríos, el enterramiento de los mismos por coladas de lava y la inversión de relieves debida a la erosión.

La teoría de los grandes deslizamientos como procesos generadores de los valles de Güímar y La Orotava se vio confirmada, como se verá en el siguiente apartado, por la cartografía submarina y la identificación de los depósitos de deslizamiento en el fondo oceánico. Los primeros resultados fueron publicados por Watts y Masson (1995), a los que posteriormente siguieron otros grupos de investigación oceanográfica (Teide Group, 1997, etc.).

En 1997 surgen argumentos a favor de la relación entre los procesos de colapso de caldera y los grandes deslizamientos de la isla de Tenerife (Martí et al., 1997). Esta hipótesis relaciona ambos acontecimientos, dotando a los colapsos verticales de un papel fundamental como agente desencadenante de los grandes deslizamientos (o colapsos laterales). Martí et al (1997) proponen la posibilidad de coalescencia de ambos procesos, afirmando que La Caldera de Las Cañadas es el resultado de un proceso multicíclico, responsable a su vez de la formación del valle de Icod. Manteniendo esta línea argumental, se ha defendido también que el valle de La Orotava se formó por dos grandes deslizamientos desencadenados principalmente por la sismicidad producida en los diversos episodios de colapso producidos en el Edificio Cañadas y favorecidos por diversos agentes

como la alteración hidrotermal y la presencia de suelos residuales (Hürlimann, 1999 y Hürlimann y Martí, 2000).

Si bien, en la actualidad, no se ha llegado a un consenso sobre la génesis del valle de Icod, habiendo partidarios de la teoría de los grandes deslizamientos (Navarro y Coello, 1989; Cantagrel et al., 1999) y defensores de la teoría de los colapsos verticales asociados a los horizontales (Martí et al., 1997), se acepta de manera generalizada que los valles de Güímar y La Orotava fueron generados por grandes paleo-deslizamientos.

Deslizamientos de Cumbre Nueva y El Golfo (La Palma y El Hierro)

La teoría de los grandes deslizamientos también pudo ser consolidada ante las claras evidencias geológicas encontradas en las islas de La Palma y El Hierro.

En 1987 se descubrió la existencia de brechas volcánicas o aglomerados tipo “mortalón” en el interior de la isla de La Palma que indicaban la ocurrencia de grandes paleo-deslizamientos. El deslizamiento de Aridane (también conocido como deslizamiento de Cumbre Nueva) fue propuesto por Navarro y Coello (1993), quienes determinaron la sucesión de episodios que han tenido lugar durante la evolución de La Palma. Estos autores propusieron la hipótesis de un gran deslizamiento que abarca todo el arco de Cumbre Nueva y se prolonga hasta la parte media-final del Barranco de las Angustias. La posterior formación del estratovolcán Benejado en su interior condicionaría la acción de las aguas dando lugar a la formación de la Caldera de Taburiente.

También el relieve del valle de El Golfo había sido explicado de diversas formas hasta que en el Plan Hidrológico de la isla de El Hierro (1990) J.M. Navarro atribuye a deslizamientos su formación. Los resultados de este trabajo se divulgaron en un libro y diversos artículos (Soler y Díaz, 1992; Navarro y Soler, 1995; Soler, 1997).

Posteriormente, otros autores se sumarían a esta línea de investigación (Carracedo et al., 1999 a y b, entre otros).

Como se detalla en el siguiente apartado, la teoría de los grandes deslizamientos en estas islas se vio corroborada, al igual que en Tenerife, con posteriores investigaciones oceanográficas.

3.2.2. GRANDES DESLIZAMIENTOS EN CANARIAS

Los métodos geofísicos submarinos han permitido identificar y cartografiar los depósitos submarinos de los deslizamientos alrededor de los flancos de las islas, demostrando así la teoría de los grandes deslizamientos.

El primer trabajo en el que se aportaron datos de la batimetría del fondo oceánico de Canarias fue el realizado por Holcomb y Searle (1991). En esta publicación, además de identificarse los depósitos de deslizamiento en los fondos oceánicos de islas como Hawai o Tristan da Cunha, se identificaron depósitos de deslizamiento en el flanco submarino de la

isla de El Hierro, en la desembocadura del valle de El Golfo. Estas evidencias dieron lugar a replantear su origen, atribuido con anterioridad a la acción del mar.

Como se ha mencionado anteriormente, las primeras evidencias submarinas para la aceptación de la teoría de los grandes deslizamientos en Tenerife las aportaron Watts y Masson en 1995 (Figura 3.13). Estos autores analizaron los datos del fondo oceánico del flanco norte de la isla de Tenerife obtenidos con sistemas de batimetría, sonar y ecosonda. Identificaron 5.500 km² de depósitos de deslizamientos, un volumen total aproximado de 1.000 km³, y estimaron su longitud y anchura máxima en 100 y 120 km, respectivamente. Estos depósitos fueron correlacionados en tierra con los valles de La Orotava e Icod, formados en los últimos estadios de la fase en escudo de la isla, y con la brecha caótica ("mortalón"). A este primer estudio le siguió el realizado por Teide Group (1997), en el que también se aportaron evidencias sobre los depósitos submarinos correspondientes al deslizamiento de Güímar.

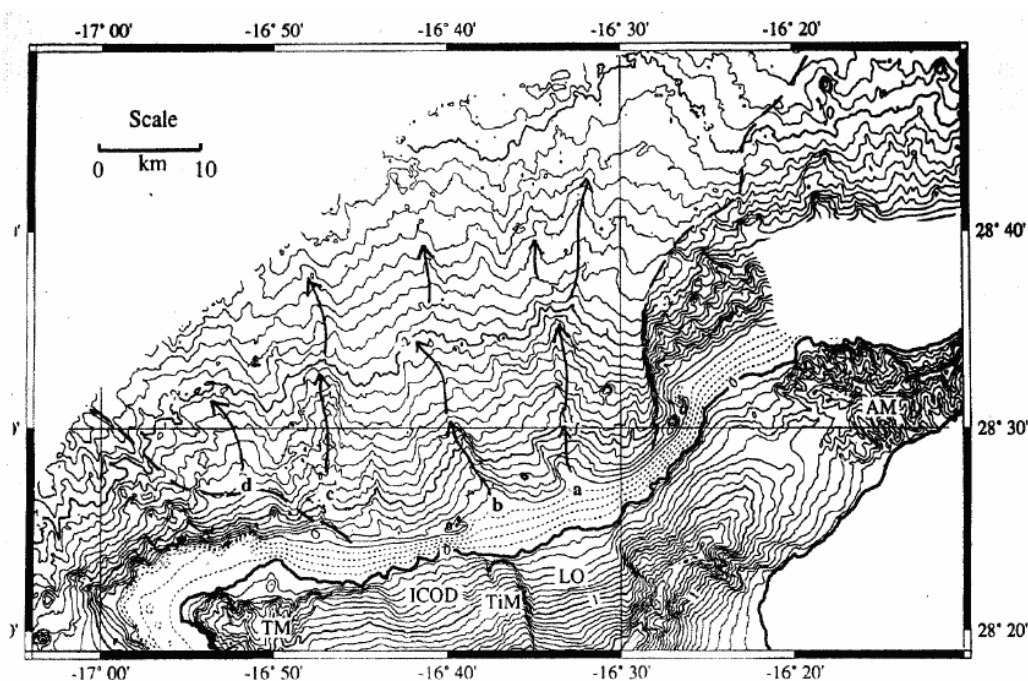


Figura 3.13. Batimetría del norte de Tenerife (Watts y Masson, 1995)

Durante los años siguientes, los trabajos centrados en el análisis de los datos sísmicos y batimétricos aumentaron considerablemente (Urgeles et al., 1997, 1998 y 1999; Funck y Schmincke, 1998; Ablay y Hürliemann, 2000; Canals et al., 2000; Gee et al., 2001a y b; Krastel et al., 2001; Watts y Masson, 2001; Krastel y Schmincke 2002; Masson et al., 2002; Mitchell et al., 2002; Acosta et al., 2005).

En la actualidad, en el fondo oceánico del Archipiélago Canario se han identificado más de 20 depósitos lobulares correspondientes a deslizamientos de flancos volcánicos (Figura 3.14).

Es en las islas más jóvenes y volcánicamente más activas del archipiélago, El Hierro, La Palma y Tenerife, donde aparecen las mejores evidencias de los procesos de deslizamiento (Lomoschitz et al., 2005). Entre tales evidencias se incluyen cicatrices de los deslizamientos ocurridos en los flancos de las islas, depósitos de deslizamiento en las partes más bajas de las pendientes y turbiditas volcanoclásticas en el fondo de las plataformas submarinas adyacentes. En las islas de mayor edad también han tenido lugar deslizamientos, pero son difícilmente identificables por procesos erosivos posteriores y por haber sido recubiertos por materiales volcánicos y sedimentos más jóvenes.

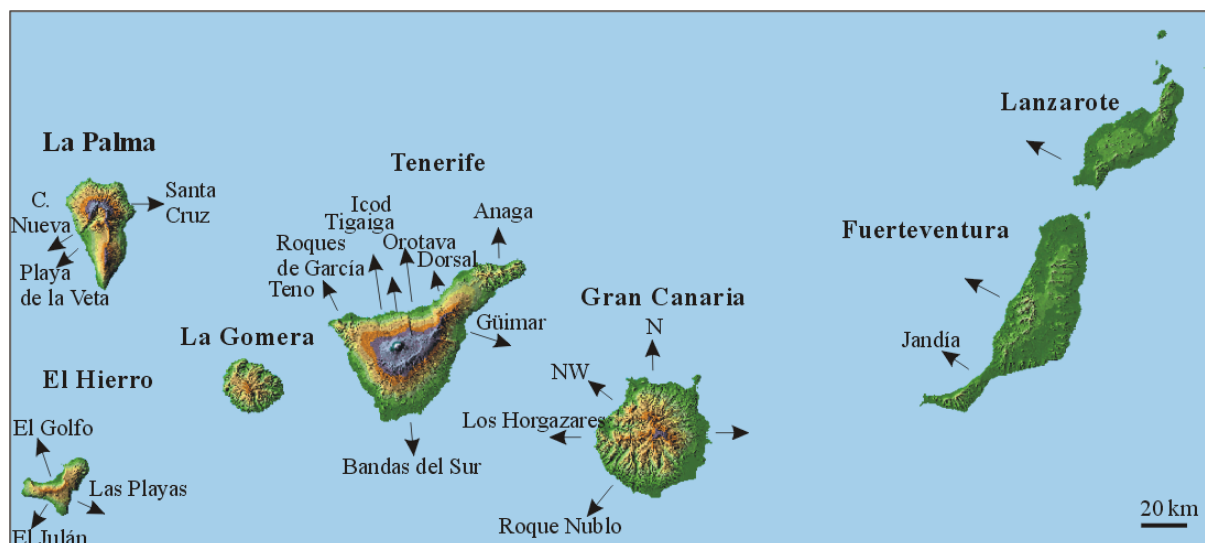


Figura 3.14. Grandes deslizamientos del Archipiélago Canario (varias fuentes, ver texto)

Según Masson et al. (2002), Krastel et al. (2001) y Canals et al. (2000) los deslizamientos de las Islas Canarias se pueden clasificar como avalanchas de derrubios (*debris avalanches*), *slumps* o flujos de derrubio (*debris flows*), pero la mayoría pertenecen al primer tipo. En los flancos submarinos canarios también identifican deslizamientos rotacionales de bloques de gran tamaño (*slumps*) en las islas de El Hierro, Gran Canaria y Lanzarote, y en menor medida flujos de derrubios (*debris flows*). (Ver terminología correcta en el Apartado 3.1.1).

En Canarias los lóbulos correspondientes a los depósitos de los deslizamientos pueden tener un volumen de 50 a 500 km³, cubriendo varios cientos de kilómetros del fondo marino y encontrándose a distancias de más de 130 km desde su origen (Masson et al., 2000). A continuación se citan los casos más relevantes que han tenido lugar en cada una de las islas.

Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y La Gomera

En las islas de Fuerteventura y Lanzarote, las más antiguas y de menor relieve del archipiélago, varios datos revelan la presencia de deslizamientos significativos en al menos

dos áreas: al oeste del estrecho que separa ambas islas y al oeste de la península de Jandía (Stillman, 1999; Krastel et al., 2001; Acosta et al., 2005).

En Gran Canaria se han hallado depósitos de deslizamientos en varios sectores de los flancos sumergidos, como en el flanco submarino de la Cubeta de los Horgazares, en las costas noroeste y norte de la isla y, más recientemente, al sur, correspondientes a la denominada avalancha de Roque Nublo, tras el máximo de actividad volcánica homónimo (Funck y Schmincke, 1998; Mehl y Schmincke, 1999; Krastel y Schmincke, 2002).

En la actualidad, no se dispone de datos que evidencien que en La Gomera han tenido lugar deslizamientos comparables a los que se encuentran en el resto de las islas.

Tenerife, La Palma y El Hierro

Como se ha mencionado anteriormente, las mejores evidencias de los procesos de deslizamiento se encuentran en las islas más jóvenes y de mayor actividad volcánica. En los flancos de El Hierro, La Palma y Tenerife han tenido lugar más de diez grandes deslizamientos en el último millón y medio de años (Figuras 3.15 y 3.16).

En las Tablas 3.7, 3.8 y 3.9 se incluyen algunos de los datos (edad, área y volumen estimado de los depósitos) de los deslizamientos que han tenido lugar en las islas de Tenerife, La Palma y El Hierro, respectivamente.

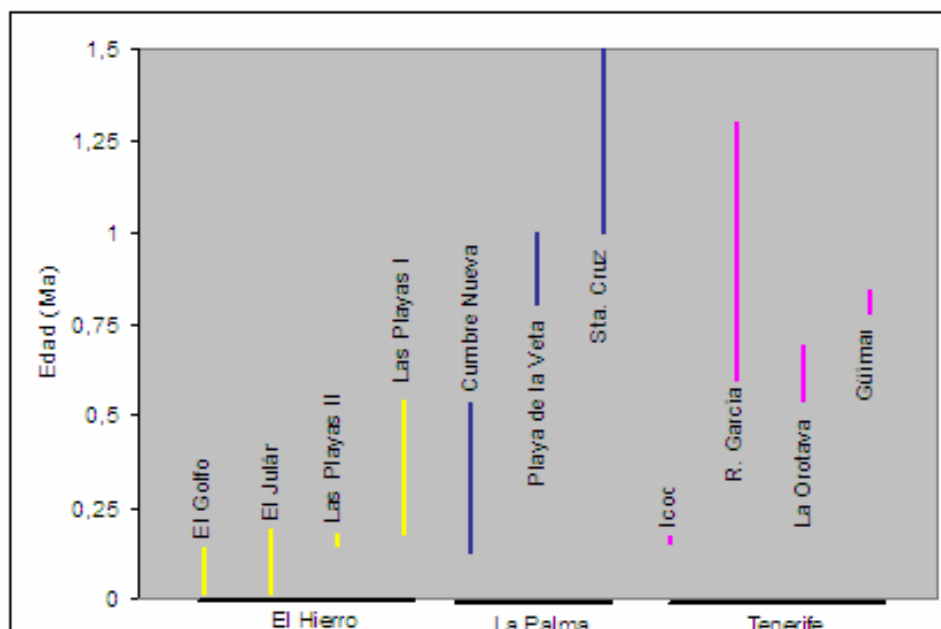


Figura 3.15. Esquema de los grandes deslizamientos ocurridos en las islas de El Hierro, La Palma y Tenerife en el último millón y medio de años a partir de los datos de las Tablas 3.7, 3.8 y 3.9

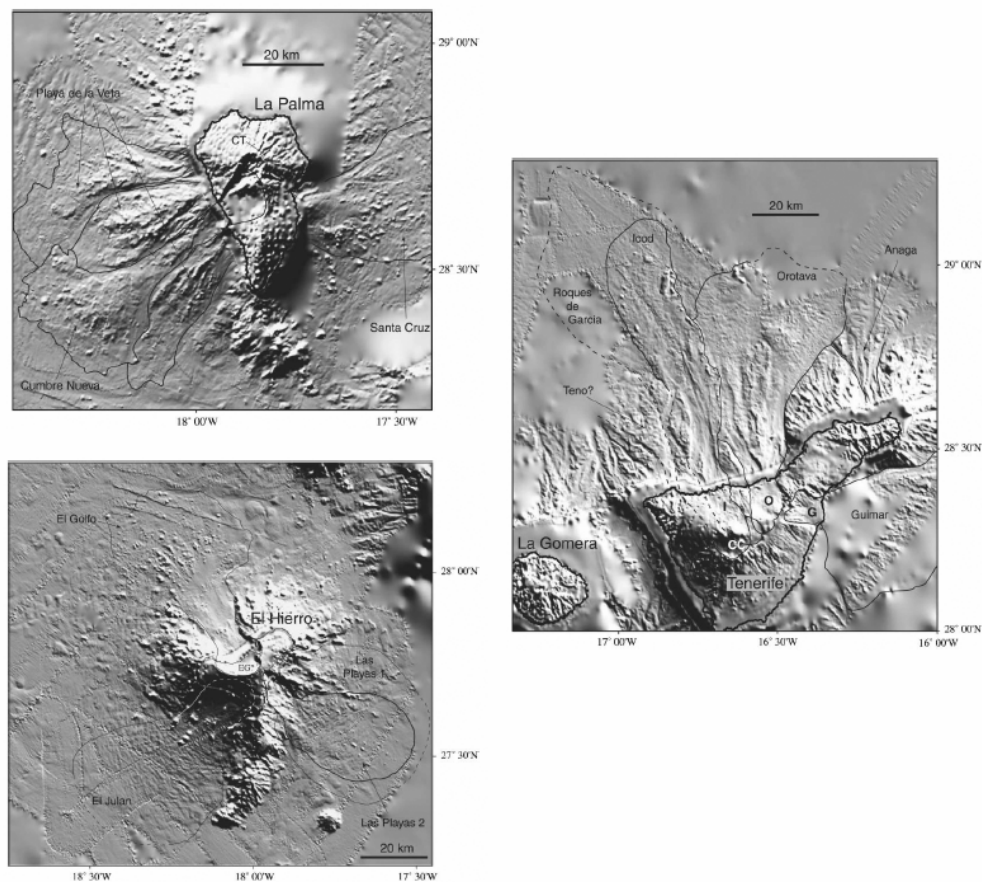


Figura 3.16. Modelos de iluminación de las islas de La Palma, El Hierro y Tenerife con las áreas afectadas por los depósitos de los deslizamientos (Masson et al., 2002)

En el flanco septentrional de Tenerife se han identificado siete eventos distintos: Icod, La Orotava, Dorsal Este, Roques de García, Tigaiga, Anaga y Teno. En el flanco meridional, se han identificado los depósitos de deslizamiento de Güímar y el de Bandas del Sur (Ablay et al., 2000; Canals et al., 2000; Watts y Masson, 2001; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002; Mitchell et al., 2002; Acosta et al., 2005). Los límites cronológicos de algunos de los deslizamientos de Tenerife han sido propuestos por Cantagrel et al. (1999). El deslizamiento de Icod es el más joven de Tenerife, con una edad estimada de 170 ka. La edad de los deslizamientos de Güímar y La Orotava ha sido establecida en <840 ka y entre 690-540 ka, respectivamente (estos aspectos se amplían en el Apartado 5.4).

En La Palma se distinguen cuatro lóbulos submarinos de depósitos de deslizamientos, el más reciente es el de Cumbre Nueva. En la Playa de La Veta se ha identificado un depósito complejo (Canals et al., 2000) formado por tres lóbulos diferenciados cuyos límites están definidos por canales, indicios de transporte activo, que probablemente representen eventos distintos, aunque resulta difícil establecer su cronología relativa. Hacia el este se encuentran los depósitos de la avalancha de derrubios de Santa Cruz (Urgeles et al., 1997, 1998 y 1999; Canals et al., 2000; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002; Mitchell et al., 2002; Acosta et al., 2005).

Finalmente, en El Hierro se distinguen cuatro lóbulos de depósitos de avalanchas situados entre las dorsales oceánicas principales: El Golfo, Las Playas I y II, y El Julán (en el caso de las Playas I y el Julán se han propuesto deslizamientos de carácter rotacional-traslacional) (Holcomb y Searle, 1991; Urgeles et al., 1997, 1998; Canals et al., 2000; Krastel et al., 2001; Gee et al., 2001a y b; Masson et al., 2002; Mitchell et al., 2002; Acosta et al., 2005). El deslizamiento de El Golfo es el más reciente y mejor definido del archipiélago. En las imágenes del sonar de barrido lateral se han identificado bloques angulosos de hasta 1,2 km de diámetro y 300 m de altura. Según Masson et al. (1998) el deslizamiento de El Golfo está relacionado con la colada de derrubios de Canarias (*Canary Debris Flow*) que, con un espesor medio de 10 m, cubre un área de 40.000 km² con una pendiente de menos de 1°.

Tabla 3.7. Depósitos submarinos de grandes deslizamientos en la isla de Tenerife

TENERIFE				
	Acosta et al., 2005	Masson et al., 2002	Krastel et al., 2001	Canals et al., 2000
Icod (I)				
Área (km ²)	1.500	1.700	O+I+R=5.500	1.700
Volumen (km ³)	-	150?	O+I+R=1.000	150?
Distancia (km)	95	105		
Edad (ka)	<150	170-150	180-130	170-150
Roques de García (R)				
Área (km ²)	2.200	4.500?	O+I+R=5.500	4.500?
Volumen (km ³)	-	500?	O+I+R=1.000	120
Distancia (km)	95	130		
Edad (ka)	700?-600	>600?	1.300-600	>600 (>1Ma)
La Orotava (O)				
Área (km ²)	2.200	2.100	O+I+R=5.500	2.100
Volumen (km ³)	-	500?	O+I+R=1.000	<500?
Distancia (km)	75	90		
Edad (ka)	690-540	690-540	800-500	690-540
Güímar				
Área (km ²)	2.600	1.600	1.600	1.600
Volumen (km ³)	-	120	>120	<500?
Distancia (km)	85	>50		
Edad (ka)	<840	840-780	<830	840-780
Bandas del Sur				
Área (km ²)	-	-	500	-
Volumen (km ³)	-	-	25	-
Distancia (km)	-	-		
Edad (Ma)	-	-	<2	-
Tigaiga				
Área (km ²)	200	-	?	-
Volumen (km ³)	-	-	?	-
Distancia (km)	30	-		
Edad (Ma)	>2,3	-	>2,3	-

TENERIFE				
	Acosta et al., 2005	Masson et al., 2002	Krastel et al., 2001	Canals et al., 2000
Anaga				
Área (km ²)	500	>400?	?	>400?
Volumen (km ³)	-	?	?	-
Distancia (km)	33	?		
Edad (Ma)	-	>>1	~6	>1
Teno				
Área (km ²)	400	-	?	-
Volumen (km ³)	-	-	?	-
Distancia (km)	35	-		
Edad (Ma)	6	-	~6	-

Tabla 3.8. Depósitos submarinos de grandes deslizamientos en la isla de La Palma

LA PALMA				
	Acosta et al., 2005	Masson et al., 2002	Krastel et al., 2001	Canals et al., 2000
Cumbre Nueva				
Área (km ²)	700	780	780	780
Volumen (km ³)	80	95	95	95
Distancia (km)	43	80		
Edad (ka)	536-125	536-125	536-125	530-125
Playa de la Veta				
Área (km ²)	1.600	2.000	1.200	2.000
Volumen (km ³)	520	650?	650	650
Distancia (km)	50	80		
Edad (Ma)	1-0,8	1-0,8	1-0,8	1-0,8
Santa Cruz				
Área (km ²)	1700	1.000?	-	1.000?
Volumen (km ³)	-	?	-	-
Distancia (km)	50	50		
Edad (Ma)	>1	>0,9	-	1

Tabla 3.9. Depósitos submarinos de grandes deslizamientos en la isla de El Hierro

EL HIERRO				
	Acosta et al., 2005	Masson et al., 2002	Krastel et al., 2001	Canals et al., 2000
El Golfo				
Área (km ²)	1.700	1.500	2.600	2.600
Volumen (km ³)	170	150-180	150-180	150-180
Distancia (km)	60	65		
Edad (ka)	17-9	17-13	136-13	15

EL HIERRO				
	Acosta et al., 2005	Masson et al., 2002	Krastel et al., 2001	Canals et al., 2000
El Julán				
Área (km ²)	1.800	1.800	>1.600	1.800
Volumen (km ³)	130	130?	60-120	?130
Distancia (km)	48	60		
Edad (ka)	500-130	>160	190-15	158
Las Playas II				
Área (km ²)	350	950	700	950
Volumen (km ³)	<50	<50	25-35	<50?
Distancia (km)	45		50	
Edad (ka)		176-145	>145	176-145
Las Playas I				
Área (km ²)	1.300	1.700	-	1.700
Volumen (km ³)	?	?	-	<50?
Distancia (km)	30	50?		
Edad (ka)	?	545-176	-	545-176

3.2.3. GRANDES DESLIZAMIENTOS Y TSUNAMIS

Los grandes deslizamientos producidos en islas volcánicas movilizan grandes volúmenes de materiales que pueden provocar tsunamis al entrar bruscamente en el mar.

Son varios los casos documentados de deslizamientos históricos ocurridos en volcanes que han generado tsunamis. El flanco este del Mt. Mayuyama, uno de los domos que forman el complejo del volcán Unzen en la isla Kyushu (Japón), se derrumbó el 21 de mayo de 1792 y generó una avalancha que arrasó la ciudad de Shimabara y entró bruscamente en el mar de Ariaka. El desplazamiento del agua desencadenó un tsunami que mató a 15.000 personas. Este fue el peor desastre volcánico ocurrido en la historia de Japón.

También cabe destacar el tsunami producido en el volcán Kamagatake en la isla de Hokkaido (Japón) en 1640, que mató a 700 personas, o el del volcán Oshima-Oshima en la isla de Hokkaido (Japón), que mató a 1.474 personas en 1741-42. Otro de los casos reseñables fue el deslizamiento producido en el volcán de Augustine (Alaska) en 1883 que provocó un tsunami que atravesó el lago Cook y llegó a la península de Kenaide.

El hallazgo y reconocimiento de depósitos de tsunamis producidos hace miles de años de antigüedad es complejo. Sin embargo, en algunas ocasiones, estos depósitos han podido ser identificados. Entre ellas, destacan los depósitos de tsunamis localizados en las islas de Lanai y Molokai, en el Archipiélago de Hawai, que han sido relacionados con el deslizamiento Alika 2 producido en el volcán Mauna Loa (isla de Hawai) (Tappin et al., 2004; McMurtry et al., 1999 y 2004).

En el Archipiélago Canario se han identificado depósitos de tsunamis en el valle de Agaete (Gran Canaria). Los depósitos se encuentran distribuidos a lo largo del valle en varios afloramientos a alturas entre 41 y 188 m (Pérez-Torrado et al., 2006). Se trata de conglomerados heterométricos, con cantos angulosos a subredondeados, de naturaleza volcánica y con fósiles marinos muy fragmentados y nunca en posición de vida. Internamente estos depósitos muestran una estratificación grosera en dos o más capas, normalmente con marcadas granoselecciones negativas (Pérez-Torrado et al., 2002). La edad de estos depósitos se ha establecido entre 1,75 Ma y 32 ka y su origen se ha asociado con el deslizamiento de Güímar (Pérez-Torrado et al., 2006).

Si se analiza el tema de los grandes deslizamientos y los tsunamis en Canarias, no se puede olvidar el artículo publicado en el año 2001 sobre un posible deslizamiento que podría tener lugar en la isla de La Palma y el destructor tsunami que generaría. En este apartado conviene hacer una breve mención a este trabajo, ya que en él se difundieron conclusiones catastrofistas, basadas en hipótesis poco fundamentadas y en métodos de análisis incorrectos que generaron una increíble polémica.

En dicho artículo Ward y Day (2001) afirmaban que el deslizamiento del flanco oeste del volcán Cumbre Vieja en la isla de La Palma, que podría producirse en la próxima erupción, lanzaría al mar hasta 500 km³ de rocas a 100 m/s, generando un gigantesco tsunami. Según los resultados de los modelos realizados por estos autores, las olas generadas atravesarían el Atlántico y llegarían a las costas americanas con una altura de 10-25 m (Figura 3.17).

El artículo citado parte de las ideas surgidas en el *Workshop on Volcanism and Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands*, celebrado en Puerto Naos, La Palma, en 1997 y cuyas principales aportaciones fueron publicadas en el volumen 94 del *Journal of Volcanology and Geothermal Research* en 1999. En varios de los artículos publicados en dicho tomo, se apuntaba el incipiente estado de inestabilidad en el que se encontraba el flanco oeste de Cumbre Nueva (Day et al., 1999a; Carracedo et al., 1999b).

Entre las numerosas réplicas publicadas al trabajo de Ward y Day (2001) cabe destacar la realizada por Pararas-Carayannis (2002). En primer lugar, el modelo de generación del mega-tsunami se basaba en hipótesis erróneas de inestabilidad de islas volcánicas, dimensiones de origen y velocidad de caída. Por otra parte, Ward y Day (2001) aplicaron funciones incorrectas de entrada que condujeron a estimaciones resultantes incorrectas en los efectos del tsunami, tanto cercanos como lejanos. El modelo trataba también incorrectamente la dispersión de la ola, y con la distancia se sobreestimaban efectos.

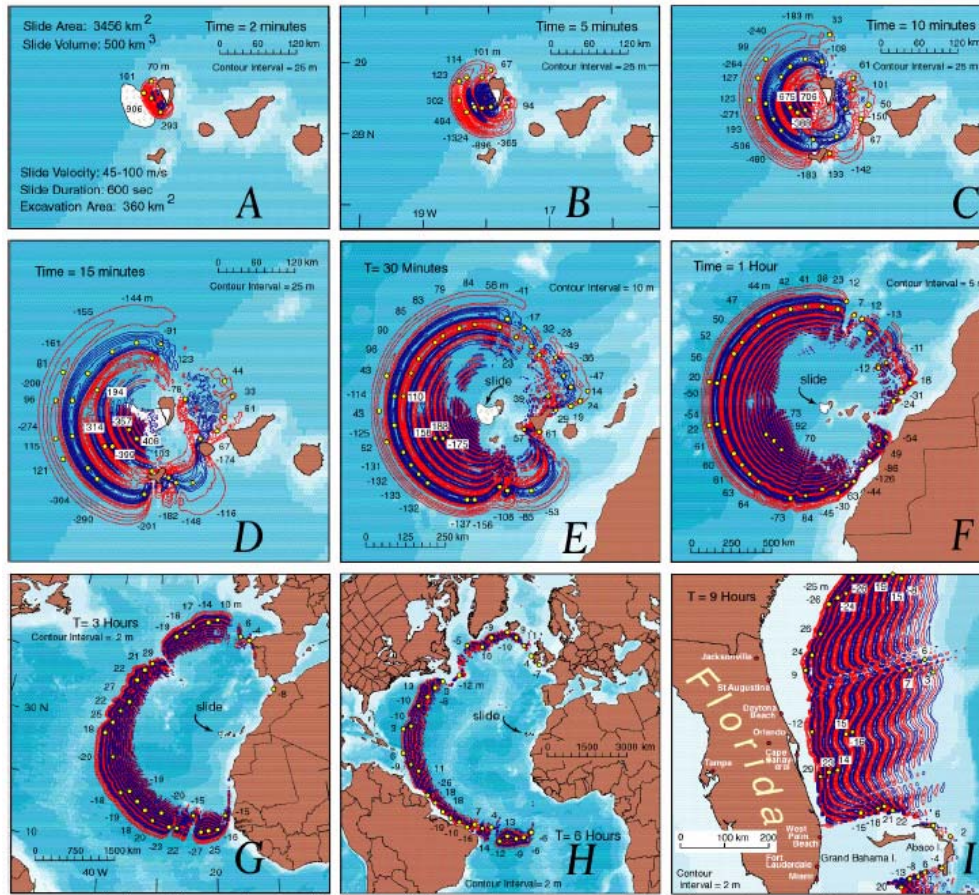


Figura 3.17. Evolución del tsunami producido por el deslizamiento de Cumbre Vieja desde los 2 minutos (arriba-izquierda) hasta las 9 horas (abajo-derecha). Las olas generadas llegarían a las costas de Florida con una altura de 10-25 m (Ward y Day, 2001) (en el texto se evalúa brevemente este trabajo carente de rigor científico)

Aparte de la modelización errónea del tsunami (corroborada posteriormente con un nuevo análisis del mismo proceso realizado por Mader (2001), en el que se determinó que las olas que llegarían a las costas americanas tendrían menos de 3 metros de altura) conviene destacar que Ward y Day (2001) no realizaron, ni se basaron, en ningún análisis sobre la estabilidad del flanco del edificio volcánico en el que se evaluarán los factores condicionantes y desencadenantes de la estabilidad, y tampoco consideraron los posibles mecanismos de rotura. La asunción, basada en los trabajos de Day et al. (1999a) y Carracedo et al. (1999b), que apunta a la falla generada durante la erupción histórica de 1949 como posible plano de rotura, no se encuentra sólidamente demostrada. Igual que la tipología del movimiento es cuestionable, también lo son las dimensiones y extensión del deslizamiento postulado (500 km^3 , 25 km de largo, 15 km de ancho y 1.400 m de espesor), un volumen de rocas muy superior (más del doble) al estimado para el deslizamiento de Cumbre Nueva ocurrido hace más de 125.000 años (ver Tabla 3.8). Por otra parte, la afirmación de que el desencadenante de dicho deslizamiento podría ser la próxima erupción que tenga lugar en Cumbre Vieja resulta poco sostenible si no se basa en el análisis de la tipología de la posible erupción y de las presiones o fuerzas que podrían generarse, mediante la evaluación paramétrica y cuantitativa de estos factores y el análisis de su influencia en la estabilidad.

Para finalizar este capítulo, destacar la importancia de los análisis de estabilidad de los grandes deslizamientos. La evaluación de los distintos factores, condicionantes y desencadenantes, que intervienen en estabilidad de edificios volcánicos se puede llevar a cabo mediante diversos métodos de análisis geomecánico (equilibrio límite y tensión deformación). En el Archipiélago Canario estos estudios son muy escasos pero resultan de especial importancia en el análisis de los procesos de inestabilidad de los grandes deslizamientos. En el caso anterior, la ausencia de trabajos centrados en la estabilidad del flanco oeste de la Palma llevó a asumir un escenario poco realista que supuso un importante perjuicio a la hora de difundir los resultados obtenidos mediante, también, una modelización errónea del tsunami generado al introducirse el volumen de materiales postulado en el océano.

Entre otros motivos, este hecho justifica el presente trabajo de investigación centrado en el análisis de los procesos de grandes deslizamientos, los mecanismos de inestabilidad y la evaluación de los factores condicionantes y desencadenantes que intervienen en la estabilidad, desde el punto de vista geomecánico y a partir de métodos de análisis de estabilidad basados en modelos geológicos.

CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

- 4.1. Contexto geológico del Archipiélago Canario
- 4.2. Marco geológico de Tenerife
 - 4.2.1. Materiales y geocronología
 - 4.2.2. Actividad volcánica histórica

CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO GENERAL

4.1. CONTEXTO GEOLÓGICO DEL ARCHIPIÉLAGO CANARIO

El Archipiélago Canario se encuentra situado en el Océano Atlántico, al este de la Dorsal Atlántica, sobre la corteza oceánica de la Placa Africana, que desde hace 30 Ma se mueve a una velocidad del orden de 20 mm/año (Morgan y Morgan, 2007). Junto a Las Azores, Madeira, Salvajes y Cabo Verde, Canarias forma parte de los Archipiélagos Macaronésicos, constituidos por islas oceánicas de origen volcánico creadas durante sucesivas erupciones de magmas fundamentalmente alcalinos, como corresponde a zonas de intraplaca. Además de ser el archipiélago más extenso de toda la Macaronesia, es donde se alcanza la mayor altura (El Teide, 3.718 m).

El Archipiélago Canario está formado por siete islas y varios islotes, que se elevan entre 3.000 y 4.000 m sobre las profundidades del fondo oceánico hasta el nivel del mar y ocupa una superficie oceánica de 7.540 km². Su límite oriental se encuentra a tan sólo a 100 km de la costa noroeste del continente africano. El bandeo magnético del fondo oceánico indica que la corteza oceánica sobre la que se han formado las islas es de edad jurásica, ya que las isócronas magnéticas entre las que se encuentra M25 y S1 han sido datadas en 156 y 170 Ma, respectivamente (Figura 4.1).

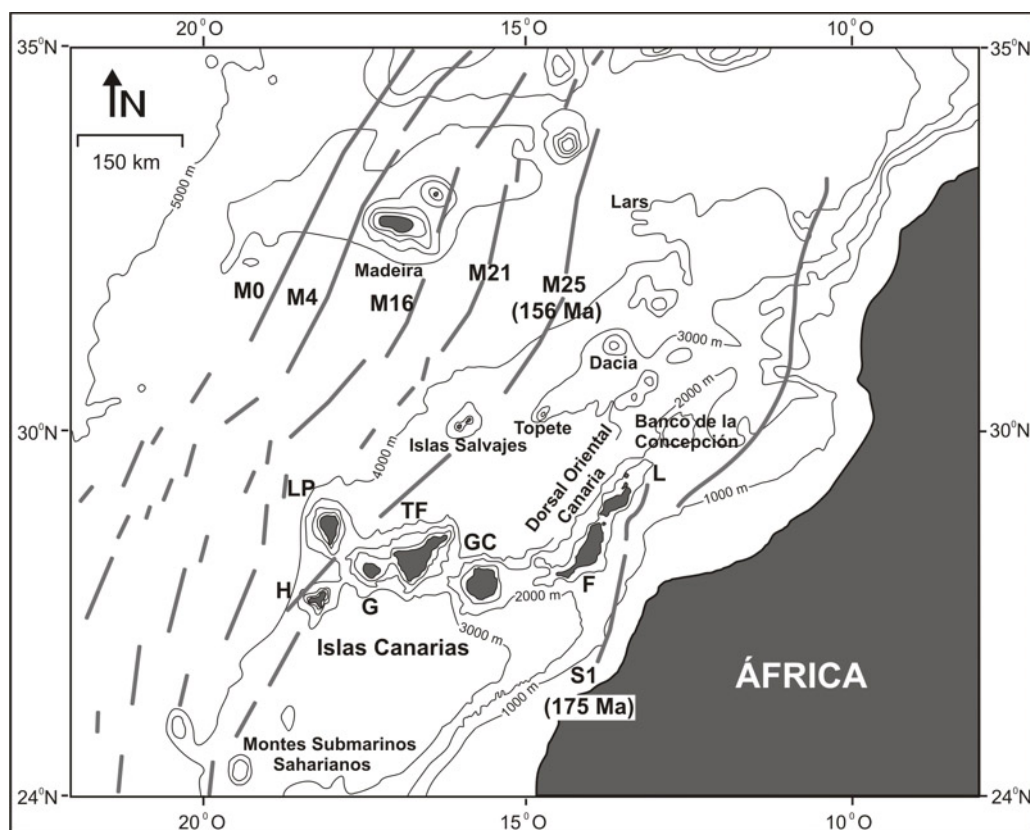


Figura 4.1. Mapa batimétrico del Archipiélago Canario y de su entorno, con la posición de las principales crones (isócronas de las anomalías magnéticas del fondo oceánico) de la corteza oceánica (modificado de Krastel y Schmincke, 2002)

En la actualidad no se dispone de un modelo aceptado de forma unánime sobre el origen del Archipiélago Canario. Los modelos propuestos hasta el momento para explicar la génesis de las Islas Canarias pueden agruparse en dos grandes grupos: por un lado, los referentes a la pluma térmica del manto o punto caliente (Hoernle y Schminke, 1993 Oyarzun et al., 1997 Carracedo et al., 1998), y por otro aquellos que dan a la tectónica un papel clave en la distribución espacial y temporal de la actividad volcánica del Archipiélago (Anguita y Hernán, 1975 Araña y Ortiz, 1991). Más recientemente, se ha propuesto un modelo “unificador” (Anguita y Hernán, 2000) que integra los modelos precedentes con nuevos datos geofísicos, geoquímicos y tectónicos. Esta nueva teoría interpreta la anomalía térmica sublitosférica que se encuentra bajo Canarias, como el residuo de una antigua pluma partícipe en la apertura del Atlántico durante el Triásico (actualmente en fase terminal), y establece un vínculo entre el vulcanismo de Canarias y el Atlas, explicando la elevación de las islas mediante una tectónica en flor originada en un régimen transpresivo, como posiblemente lo fue el que produjo la elevación de la cordillera del Atlas desde el Cretácico, tras haber iniciado su historia como un brazo de *rift* abortado heredado de la apertura del Atlántico.

A continuación se exponen algunas de las características de las islas que forman el archipiélago, recogidas también en la Tabla 4.1.

El área de las islas varía entre 269 y 2.034 km² y sus alturas máximas entre 607 y 3.718 m. Las rocas más antiguas emergidas se conocen como Complejos Basales; aunque se supone que se encuentran bajo todas las islas, sólo afloran en Fuerteventura, La Palma y La Gomera. Los Complejos Basales están formados por sedimentos marinos intruidos por plutones y atravesados por un denso enjambre de diques, conductores en su día de lavas submarinas. A la hora de definir la edad de cada isla se hace referencia a las dataciones del primer vulcanismo subaéreo. Únicamente se ha constatado vulcanismo histórico en Lanzarote, Tenerife y La Palma. Cabe destacar la erupción de Timanfaya, en Lanzarote, por su duración (1730-1736) y la del Teneguía, en La Palma, por ser la más reciente.

Tabla 4.1. Características de las islas del Archipiélago Canario

Isla	Área (km ²)	Altura máxima (m)	Complejo Basal visible	Edad* (Ma)	Vulcanismo histórico	Erupciones históricas (años)
Lanzarote	846	607	No	15,5	Sí	1824, 1730
Fuerteventura	1.677	807	Sí	22,5	No	-
Gran Canaria	1.560	1.949	No	14,5	No	-
Tenerife	2.034	3.718	No	11,6	Sí	1706, 1704-1705, 1798, 1909
La Gomera	370	1.487	Sí	8,7	No	-
La Palma	706	2.426	Sí	1,7	Sí	1585, 1646, 1677, 1712, 1949, 1971
El Hierro	269	1.500	No	1,7	?	?

*Edades del primer vulcanismo subaéreo tomadas de Ancochea et al. (2004)

Durante la formación del Archipiélago se han sucedido una serie compleja de procesos constructivos y destructivos, responsables de la configuración y morfología actual. En su construcción se distinguen ciclos de actividad que actuaron de forma independiente en cada una de las islas. En los siguientes párrafos se presentan brevemente la evolución simplificada del Archipiélago Canario basada en los trabajos de Ancochea et al. (2004 y 2006) (Figura 4.2).

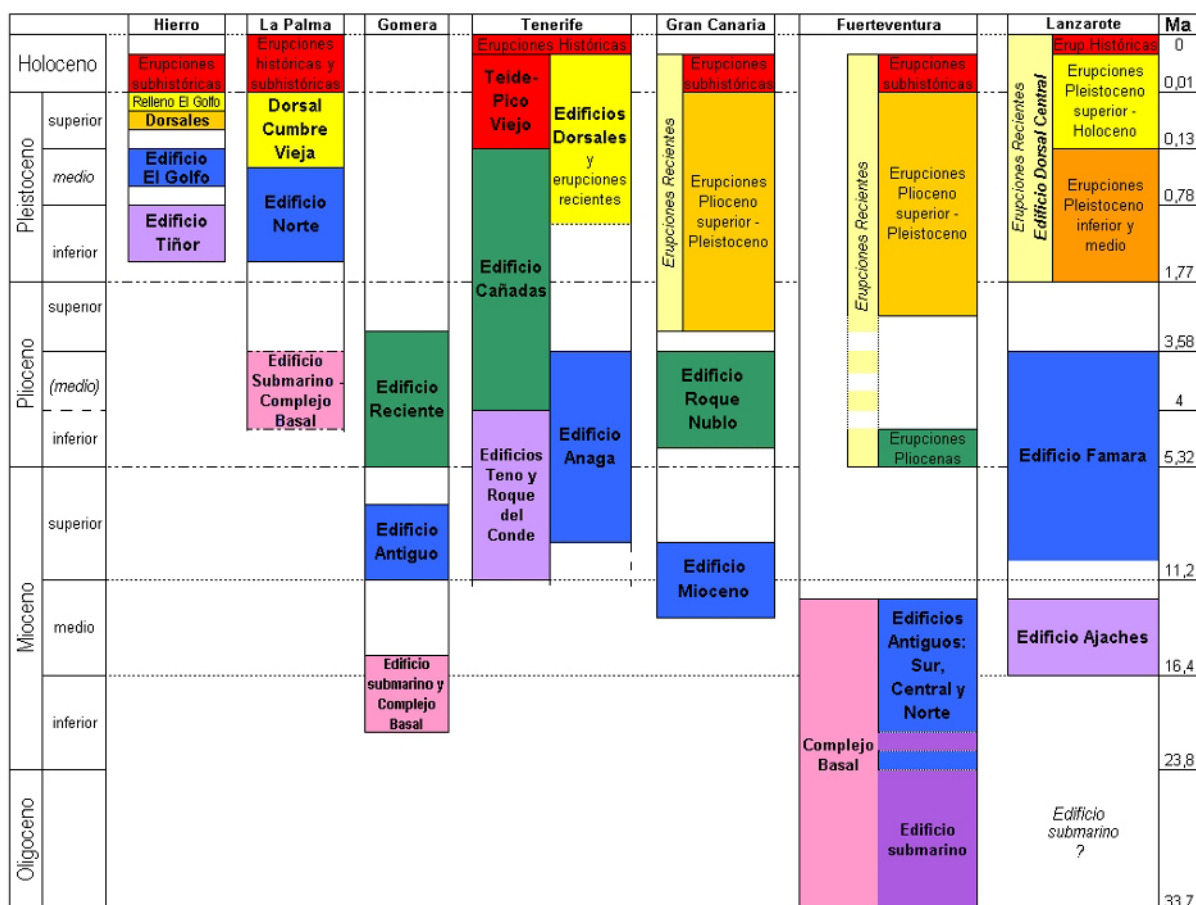


Figura 4.2. Esquema de la evolución del Archipiélago Canario (Ancochea et al., 2004)

La unidad volcánica más antigua del archipiélago está representada por el Complejo Basal de Fuerteventura, que tiene una edad Oligocena. En el tránsito Oligoceno-Mioceno Inferior prosigue el crecimiento submarino de Fuerteventura y se inicia su emersión. En el Mioceno Inferior los principales edificios de Fuerteventura ya han emergido o están emergiendo, al mismo tiempo el edificio submarino de la isla de La Gomera ya debía estar creciendo.

El Mioceno Medio es posiblemente el momento de mayor emisión de productos volcánicos en toda la historia de Canarias. Se forman las unidades principales de los tres edificios antiguos de Fuerteventura y el Edificio Ajaches en Lanzarote. La actividad también es máxima en Gran Canaria, donde en poco tiempo se forma el edificio basáltico. En cambio

no hay evidencias de actividad en La Gomera, donde el edificio submarino está siendo erosionado.

En el Mioceno Superior la actividad cambia de localización, trasladándose al extremo norte de Lanzarote, donde se forma el Edificio Famara. En Gran Canaria prosigue la actividad sálica, sin embargo esta actividad se interrumpe sobre los 8 Ma y no se reanuda hasta 3 Ma después, en el Plioceno Inferior. Es en el Mioceno Superior cuando se forman los grandes edificios basálticos de Tenerife y La Gomera, coincidiendo con la pausa de actividad volcánica en Gran Canaria.

En el Plioceno Inferior estas cinco islas permanecen activas. En Lanzarote, la actividad se centra en el Edificio Famara, mientras que en Fuerteventura, tras un largo periodo de inactividad de casi 7 Ma, tienen lugar erupciones locales de mínima entidad. En Gran Canaria es el momento de la formación del estratovolcán Roque Nublo. En Tenerife la actividad en los edificios antiguos se restringe al Edificio Anaga, sin embargo un nuevo estratovolcán inicia su crecimiento: el Edificio Cañadas. En la Gomera se formará el Edificio Reciente y con él concluirá definitivamente la actividad en la isla. Es el tiempo en el que se inicia la formación del edificio submarino de La Palma.

El Plioceno Superior se caracteriza por la ausencia de actividad basáltica. En las islas orientales sólo tienen lugar algunas erupciones en la depresión central de Fuerteventura. En Gran Canaria, tras una nueva pausa de menor entidad, se inician la emisiones Plio-Cuaternarias en la mitad nororiental de la isla, que proseguirán hasta los tiempos subhistóricos. En Tenerife la actividad se concentra en el Edificio Cañadas. Es posible que en este momento también hubiera actividad en el edificio submarino de La Palma.

En el Pleistoceno Inferior la actividad en Gran Canaria, Fuerteventura y Tenerife continúa como en el Plioceno Superior. La actividad se restaura entre los dos Edificios Antiguos de Lanzarote donde se alinean numerosos centros de emisión basálticos, dando lugar a la Dorsal Central, cuya actividad ha continuado hasta la actualidad. Pero lo más destacable es que en el Pleistoceno Inferior se forman dos nuevas islas: La Palma con su Edificio Norte y El Hierro con sus Edificios Antiguos.

Desde el Pleistoceno Superior hasta la actualidad la actividad en Canarias no ha cambiado notablemente. En las islas de Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria y La Gomera la tónica es casi igual a la del Pleistoceno Inferior. Tenerife, en cambio, se muestra notablemente activa en este periodo: se forma el Edificio Cañadas III, con sus importantes fases explosivas, y el Edificio Dorsal (NE). Después, tras la formación de la caldera de Las Cañadas, se forma el Edificio Teide-Pico Viejo y prosigue la actividad basáltica por toda la isla y especialmente en las dorsales NE-NO. Lo mismo puede decirse de La Palma y El Hierro en las que en ese momento, la actividad, sobre todo basáltica, ha sido importante, especialmente en las dorsales de El Hierro y en la dorsal de Cumbre Vieja en La Palma.

4.2. MARCO GEOLÓGICO DE TENERIFE

4.2.1. MATERIALES Y GEOCRONOLOGÍA

La isla de Tenerife es la más extensa y elevada del Archipiélago Canario. En la parte central de la isla se localiza la Caldera de las Cañadas, una gran depresión semicircular con 17 km de eje mayor, cuyo fondo se sitúa hacia la cota 2.000, quedando rodeada en su mitad meridional por escarpadas pendientes que alcanzan hasta 2.700 m de altura. El borde septentrional de esta depresión aparece destruido y ocupado por los materiales emitidos por el complejo Teide-Pico Viejo (3.718 m), cuyos productos se derraman principalmente hacia el norte de la isla. A partir del extremo NE de Las Cañadas se extiende una alineación volcánica, La Cordillera Dorsal, en cuyos flancos opuestos existen también dos grandes depresiones, los valles de La Orotava y Güímar, abiertos respectivamente hacia el N y SE. Desde la pared meridional de Las Cañadas descienden, por la zona sur de la isla hasta las costas SE y SO, un conjunto de formaciones geológicas con pendientes más o menos suaves y cortadas por una red de barrancos radiales que forman las llamadas Bandas del Sur. Las zonas NE y NO de Tenerife, Anaga y Teno respectivamente, corresponden a dos escarpados macizos montañosos que presentan una red de profundos barrancos y costas muy acantiladas con escarpes de hasta 500 m (en el caso de Teno).

Los primeros y más importantes trabajos de cartografía geológica en la isla de Tenerife fueron realizados por Fúster et al. (1968), Araña (1971) y Coello (1973). Estos autores, establecieron la sucesión de series volcanoestratigráficas de la isla, aunque con variaciones puntuales entre ellos en cuanto a la localización, denominación, agrupación o subdivisión de las diferentes formaciones. Se distinguieron tres grandes unidades geológicas: Series Antiguas, Serie Cañadas y Series Recientes. En la actualidad el término Serie se encuentra en desuso; en su lugar resulta más adecuado emplear el término Edificio.

Los métodos isotópicos K/Ar y Ar/Ar han permitido precisar la cronología y evolución de la isla con la datación de las unidades más importantes. En este campo hay que destacar los trabajos de Abdel-Monem et al. (1972), Ancochea et al. (1990, 1999), Arnaud et al. (2001), Bellido et al. (2000), Guillou et al. (2004); Huertas et al. (2002), Ibarrola et al. (1991, 1993), Martí et al. (1994), Mitjavilla (1990), Mitjavilla y Vailla (1993); Thirlwall et al. (2000).

Los materiales más antiguos de Tenerife afloran en los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde. Éstos se formaron entre el Mioceno Superior y el Plioceno Medio. Tras la emisión de la Series Antiguas, la actividad se concentró en dos grandes edificios: primero, el Edificio de Las Cañadas (Plioceno Medio-Pleistoceno Medio) y, más tarde, el Edificio Dorsal (Pleistoceno Inferior-Holoceno); durante este periodo también se producen las erupciones recientes. El Edificio Teide-Pico Viejo se formó en el interior de la Caldera de las Cañadas durante el Pleistoceno Superior y parte del Holoceno. Posteriormente tuvieron lugar las erupciones históricas (Figuras 4.2 y 4.3).

A continuación se destacan algunas de las características de los edificios que forman la isla de Tenerife.

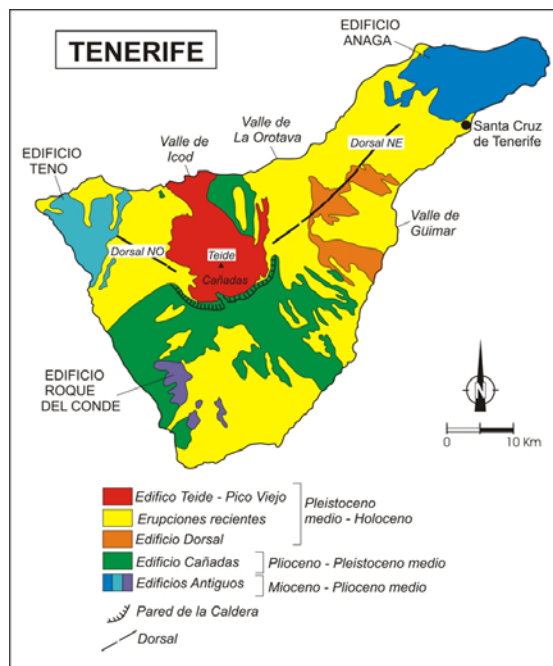


Figura 4.3. Mapa geológico simplificado de Tenerife (Ancochea et al., 2004)

Edificios Antiguos

Los Edificios Antiguos representan el estadio inicial del crecimiento subáereo de Tenerife. En la actualidad los restos de los macizos de Anaga, Teno y Roque del Conde han dado lugar a relieves erosivos montañosos y abruptos con profundos barrancos.

En el macizo de Anaga se diferencian dos unidades. La primera aflora en el Arco de Taganana, situado en el borde septentrional, formada principalmente por lavas basálticas, así como por depósitos de brechas volcano-sedimentarias. Este complejo se encuentra atravesado por una densa red de diques y pitones basálticos y fonolíticos. Según Cantagrel et al. (1999), el complejo de Taganana está relacionado con un gran deslizamiento hacia el norte, el deslizamiento de Anaga. La segunda unidad constituye el Edificio Basáltico de Anaga, formado por coladas y piroclastos basálticos y también coladas de fonolitas en la parte superior, buzando 10-25° hacia el sur.

El macizo de Teno se puede dividir en dos unidades. La unidad inferior está formada por coladas brechas y piroclastos basálticos buzando hacia el exterior. Sobre estos materiales, en algunas zonas, se encuentra una brecha que según Cantagrel et al. (1999) podría estar relacionada con el deslizamiento hacia al N de parte del Edificio de Teno hace 6 Ma. La unidad superior está formada por una serie monótona de coladas basálticas tabulares subhorizontales. Una intensa red de diques afecta al macizo, siendo más densa en los tramos inferiores.

El Edificio de Roque del Conde está formado por un apilamiento de coladas basálticas donde se intercalan piroclastos correspondientes a conos enterrados. Este macizo, al igual que los anteriores, también se encuentra intruido por diques, aunque en menor medida.

Las edades de los Edificios Antiguos han sido establecidas por diversos autores. A partir de la síntesis realizada por Ancochea et al. (2004), los límites cronológicos de cada uno de ellos son los siguientes: Anaga entre 8,0 y 3,2 Ma, Teno entre 7,4 y 4,5 Ma y Roque del Conde entre 11,6 y 6,4 Ma. Cabe mencionar la diferencia entre estos intervalos y los establecidos por Guillou et al. (2004) (Anaga: 4,9-3,9 Ma, Teno: 6,2-5,6 Ma y Roque del Conde: 11,9-8,9 Ma).

Edificio Cañadas

El Edificio Cañadas es el resultado de una compleja actividad volcánica en la que han tenido lugar varias etapas de construcción y destrucción. Durante su formación destaca la emisión de coladas basálticas y fonolíticas, en sus etapas iniciales, y de ignimbritas y depósitos piroclásticos sálicos, resultado de fases volcánicas explosivas.

Existen dos divisiones cronoestratigráficas de este edificio basadas en los trabajos e interpretaciones realizados por Ancochea et al. (1999, 2000, 2004) y Martí et al. (1994, 1997) (Tabla 4.2).

Tabla 4.2. Esquema cronológico de Tenerife (sin incluir los Edificios Antiguos)

Edificio Dorsal	Edificio Cañadas y Teide-Pico Viejo			
Ancochea et al., 1990	Martí et al., 1994, 1997		Ancochea et al., 2004, 2000, 1999	
Edificio Dorsal (<1 Ma – actualidad)	Edificio Teide –Pico Viejo (0,17 Ma – actualidad)		Edificio Teide –Pico Viejo (0,15 Ma – actualidad)	
	Grupo Superior	Formación Diego Hernández (0,37-0,17 Ma)	Edificio Cañadas III	Cañadas IIIb (0,7-0,15 Ma)
		Formación Guajara (0,85-0,57 Ma)		Cañadas IIIa (1,2-0,7 Ma)
		Formación Ucanca (1,57-1,07 Ma)		
	Grupo Inferior	Indiferenciado (3,3-2 Ma)	Edificio Cañadas II	Cañadas IIb (2-1,3 Ma)
			Edificio Cañadas I	Cañadas Iia (2,4-2 Ma)
				Cañadas I (<3,5-2,7)

Según Ancochea et al. (2004, 2000, 1999) la evolución del Edificio Cañadas ha tenido lugar a lo largo de tres fases principales de construcción: Cañadas I (>3,5-2,7 Ma), Cañadas II (2,4-1,3 Ma) y Cañadas III (1,2-0,15 Ma), durante las cuales habrían tenido lugar las fases ignimbríticas de San Juan de la Rambla (2,1 Ma), Adeje (1,8-1,5 Ma), Las Américas (1 Ma) y Las Bandas del Sur (0,7-0,15 Ma) (Huertas et al., 2002).

A lo largo de la evolución del Edificio Cañadas habrían tenido lugar tres episodios destructivos: los deslizamientos rocosos de Tigaiga (>2,3 Ma), Roques de García (1,4-0,43 Ma) e Icod (<0,15 Ma), que habrían afectado a los Edificios Cañadas I, en el primer caso, y Cañadas III, en los otros dos.

Según estos autores, el Edificio Cañadas I debió ser un edificio circular con un diámetro aproximado de 17 km (pendientes entre 8 y 12°), una altura de 3.000 m y con el centro situado dentro de la actual Caldera, al SSE de la cima del Teide. El Edificio Cañadas II habría sido un volcán central, con un radio de 20 km, que ocuparía la mitad occidental del Edificio Cañadas y alcanzaría 3.400 m de altura.

Sin embargo, Martí et al. (1994, 1997) diferencian un Grupo Superior y un Grupo Inferior. El Grupo Inferior se habría formado entre 3,3 y 2,0 Ma, y el Grupo Superior entre 1,07 y 0,17 Ma. Este último estaría dividido en tres formaciones: Ucanca (1,57-1,07 Ma), Guajara (0,85-0,57 Ma) y Diego Hernández (0,37 y 0,17 Ma). Estas formaciones estarían separadas entre sí por eventos de colapso de caldera verticales.

En la formación Guajara se han diferenciado seis miembros, de los cuales cuatro han sido datados: Saltadero (763 ka), Arico (650 ka), Abades (596 ka) y Granadilla (570 ka) (Bryan et al., 1998; Bryan, 2002). En la formación Diego Hernández se han distinguido veinte miembros, seis de los cuales han sido datados: Roque (347 ka), Aldea (319 ka), Fasnía (309 ka), Poris (269 ka), Batista (239 ka) y Abrigo (196 ka) (Edgar et al., 2007).

Cabe mencionar otro trabajo reciente realizado por Brown et al. (2003) en el conjunto de las sucesiones piroclásticas de las Bandas del Sur en el que se describen siete unidades ignimbríticas relacionadas con grandes erupciones, en las que a la fase inicial pliniana, le siguió el emplazamiento de ignimbritas. La mayoría de dichas unidades fueron datadas: Arico (668 ka), Granadilla (600 ka), Fasnía (289 ka), Poris (271 ka, 276 ka), La Caleta (221 ka), Abrigo (169 ka). Según los autores, estas unidades estarían directamente relacionadas con al menos 7 colapsos de caldera en el Edificio Cañadas.

Dorsal NE

La dorsal noreste está formada fundamentalmente por coladas de lava y piroclastos basálticos. En ella se pueden diferenciar varios edificios. Dado que en esta zona se incluye la zona de estudio, sus características se exponen en el Apartado 5.1, en el que se detallan también las características de los deslizamientos de Güímar y La Orotava.

Dorsal NO

La dorsal noroeste está formada por coladas y piroclastos basálticos generados a partir de actividad volcánica de tipo estromboliano. Estos materiales, discordantes sobre el Edificio de Teno, se formaron durante la última fase del Edificio Cañadas y durante la formación del Edificio Teide-Pico Viejo.

En esta dorsal han tenido lugar numerosas erupciones recientes, además de las históricas, por lo que se considera la zona de la isla la más activa en los últimos 20.000 años. Según Carracedo et al. (2004) en ella al menos se han producido cinco erupciones en los últimos 2.000 años. Cabe mencionar las dataciones realizadas para datar las erupciones de Montaña Reventada (990 años), Montaña Hoya de los Ajos (1.850 años), Montaña Botija (2.660 años), Montaña de Chío (3.620 años), Montaña Cuevas del Ratón (5.370 años), Montaña Liferte (7.400 años), Montaña del Banco (12.810 años) (Carracedo et al., 2004).

Edificio Teide-Pico Viejo

El Edificio Teide-Pico Viejo se forma en el interior de la Caldera de las Cañadas tras el deslizamiento de Icod, que tuvo lugar sobre los 0,18-0,13 Ma (Ancochea et al., 2004). En él predominan los materiales de composición intermedia. En el Edificio Teide se han datado coladas de 31.000, 32.000, 86.000 y 123.000 años, y en el Pico Viejo de 14.630, 17.570 y 26.000 años. La última erupción del Teide tuvo lugar hace 1.240 años (Carracedo et al., 2003 y 2004).

En los flancos del Edificio Teide-Pico Viejo predominan los materiales fonolíticos provenientes de erupciones recientes producidas en edificios adventicios del Teide que han recubierto gran parte de la depresión de Las Cañadas. En la parte oriental de la caldera destacan los centros eruptivos de Montaña Rajada y Montaña Blanca. En este último tuvo lugar la última erupción relativamente explosiva que ha tenido lugar en la isla de Tenerife, localizada en la parte oriental de Montaña Blanca hace 2.000 años (Ablay et al., 1995). Además, en la ladera norte, se han datado varias coladas provenientes de estos centros, como Montaña las Lajas (8.000 años), Pico Cabras, Las Abejeras (4.790 y 5.170 años), El Boquerón (2.010, 2.020 y 2.420 años) y Roques Blancos (1.790 años) (Carracedo et al., 2003 y 2004).

4.2.2. ACTIVIDAD VOLCÁNICA HISTÓRICA

Existen numerosas fuentes documentales en las que aparecen referencias sobre la actividad volcánica desarrollada en la isla de Tenerife. Sin embargo, los datos obtenidos no son siempre suficientes para establecer con rigor los procesos volcánicos y, en ocasiones, es difícil precisar cuándo ocurrieron realmente las erupciones. Quizás la más conocida de todas es la que narra Colón en 1492, durante su primer viaje hacia las Américas (Romero y Beltrán, 2007).

La primera erupción en Tenerife que cuenta con registros documentales suficientes como para conocer lo sucedido se produce a principios del siglo XVIII. En menos de un año

y medio, los habitantes de Tenerife fueron testigos del nacimiento de cuatro volcanes y, hacia finales de siglo, asistieron al desarrollo de un episodio volcánico localizado en las faldas del Teide. Después, sólo ha habido una erupción más, a comienzo del siglo XX. En total han tenido lugar cuatro episodios eruptivos (1704-1705, 1706, 1798 y 1909), pero seis conjuntos volcánicos, pues la erupción de 1704-1705 dio lugar a la aparición de tres volcanes (Figura 4.4 y Tabla 4.3).

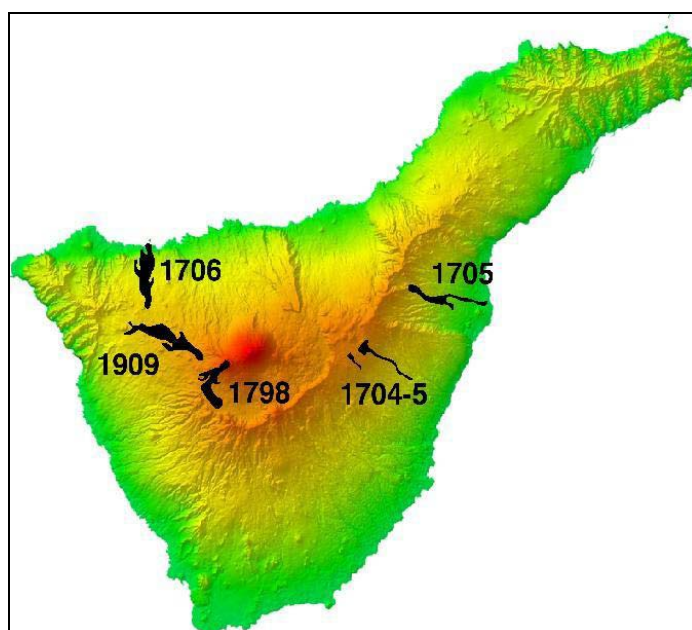


Figura 4.4. Localización de las erupciones históricas de Tenerife

Tabla 4.3. Características de las erupciones históricas de Tenerife (Romero, 1992)

Año de erupción	Nombre del volcán	Fecha (comienzo / fin)	Duración
Erupción de 1704-1705	Sietefuentes	31-XII-1704 / 5-I-1704	5 días
	Fasnia	5-I-1705 / 16-I-1705	9 días
	Arafo	2-II-1705 / 26-III-1705	22 días
Erupción de 1706	Arenas Negras Garachico	5-V-1706 / 13-VI-1706	40 días
Erupción de 1798	Narices del Teide Chahorra	9-VI-1798 / 15-IX-1798	3 meses y 6 días
Erupción de 1909	Chinyero	18-XI-1909 / 27-XI-1909	6 días

A pesar de las características particulares de las erupciones históricas, los episodios volcánicos parecen haber seguido un patrón común. Se trata de erupciones basálticas, de comportamientos eruptivos moderados de tipo estromboliano, cuya duración oscila entre unos pocos días y unos pocos meses. Las erupciones históricas de Tenerife corresponden a manifestaciones de carácter fisural acusado, de explosividad moderada, y con abundantes derrames de lava (Romero, 1992; Romero y Beltrán, 2007).

Como fenómenos precursores destacan la intensa actividad sísmica, los temblores de tierra y los ruidos subterráneos. Todos los episodios comienzan con la apertura de grietas eruptivas, cuya longitud oscila entre los 400 y los 1.200 m. En las primeras fases suelen desarrollarse fuentes de lava cuya altura oscila entre los 50 y los 100 m, generándose las primeras emisiones fluidas. A continuación se experimenta un aumento de la intensidad eruptiva, la reestructuración de los centros emisores y la concentración de la actividad en determinados puntos de la fisura eruptiva inicial, y la emisión de numerosas coladas de lava. Las fases finales suelen estar caracterizadas por el debilitamiento progresivo de la actividad volcánica hasta su cese definitivo (Romero, 1992; Romero y Beltrán, 2007).

Recientemente, Carracedo et al. (2007) han publicado un trabajo en el que afirman haber resuelto la cita histórica en la que Cristóbal Colón observó una erupción volcánica en las cumbres de la isla de Tenerife. Los trabajos de campo, las técnicas radiométricas (C^{14}) y el análisis de los textos históricos, permiten descartar la última erupción del Teide (Lavas Negras) y demostrar que la referencia de Colón corresponde con la erupción del volcán Boca de Cangrejo.

CAPÍTULO 5. DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DESLIZAMIENTOS DE GÜÍMAR Y LA OROTAVA

- 5.1. Morfología y geología
- 5.2. Depósitos subterráneos
- 5.3. Morfología submarina
- 5.4. Edad de los deslizamientos
- 5.5. Evolución del Edificio Dorsal

CAPÍTULO 5. DESCRIPCIÓN Y CARACTERÍSTICAS DE LOS DESLIZAMIENTOS DE GÜÍMAR Y LA OROTAVA

En este capítulo se presentan los aspectos y rasgos característicos de los deslizamientos de Güímar y La Orotava. En primer lugar, se describen las características geológicas y morfológicas de los valles, se destacan algunos aspectos referentes a la localización de los depósitos de deslizamiento localizados en el interior de las galerías, y se presentan las características más relevantes sobre la morfología de los flancos y los depósitos submarinos. Para completar la caracterización de los deslizamientos de Güímar y La Orotava es necesario por tanto realizar un análisis conjunto de los datos obtenidos en estos tres entornos (subaéreo, subterráneo y submarino). Por otra parte, teniendo en cuenta las características de los deslizamientos, y a partir de los resultados de las dataciones realizadas, es posible acotar la edad de los procesos y establecer una hipótesis sobre la evolución del Edificio Dorsal en el que se sitúan espacialmente los citados deslizamientos.

5.1. MORFOLOGÍA Y GEOLOGÍA

Aunque tradicionalmente las depresiones de Güímar y La Orotava han recibido la denominación de “valles”, su morfología dista notablemente del clásico perfil de los valles en sentido estricto. Sus características geológicas y morfológicas hacen de ellos dos depresiones singulares generadas por grandes paleo-deslizamientos. A continuación se presentan algunos de los aspectos más destacables sobre sus rasgos morfológicos y sus características geológicas.

Rasgos morfológicos

Los valles de Güímar y La Orotava se encuentran en la Dorsal Noreste de Tenerife, tienen una anchura de unos 10 km y algo más de longitud, y están abiertos hacia el N-NW y E-SE, respectivamente, desembocando en el océano. Sus cabeceras coinciden en la principal zona de *rift* de la isla, que tiene dirección NE. Las alturas máximas de la Dorsal en las cabeceras ascienden en sentido NW de 1.700 m a 2.400 m (Figura 5.1). Los escarpes laterales que flanquean las depresiones tienen una altura media de 500 m, y destaca la simetría entre los escarpes laterales de un mismo valle (Figuras 5.2 y 5.3).

En los mapas que se presentan en las figuras de este apartado (Figuras 5.1, 5.4, 5.7 y 5.8), se han marcado las zonas a las que se hará referencia a lo largo del texto: VG: valle de Güímar, VO: valle de La Orotava, VG-N: escarpe norte del valle de Güímar, VG-S: escarpe sur del valle de Güímar, VO-E: escarpe este del valle de La Orotava, VO-W: escarpe oeste del valle de La Orotava, CHO: Edificio Cho-Marcial y RV: afloramiento del Risco Verde.

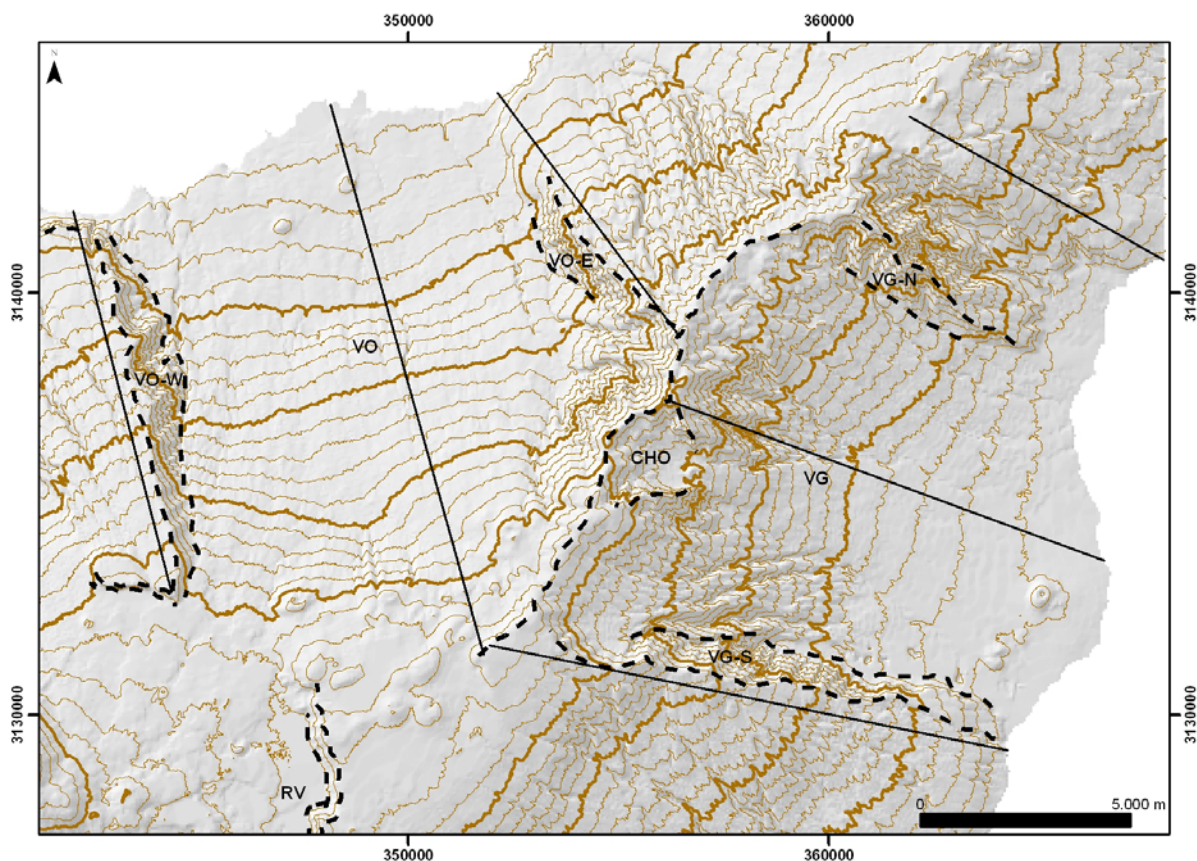


Figura 5.1. Modelo digital de iluminación de los valles de Güímar y La Orotava con las curvas de nivel cada 100 m (línea gruesa cada 500 m) (perfiles en las Figuras 5.2 y 5.3) (elaborado a partir de los datos de GRAFCAN)

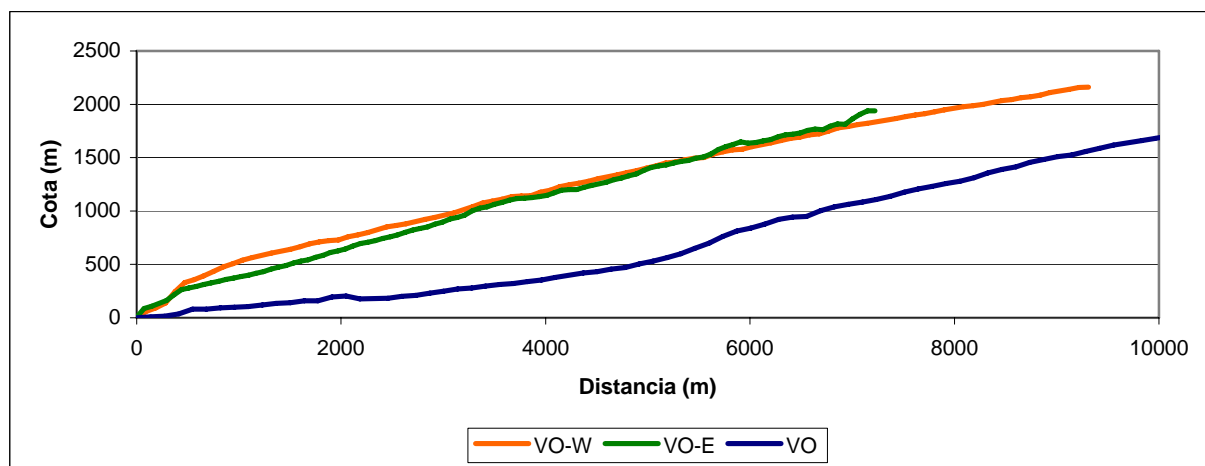
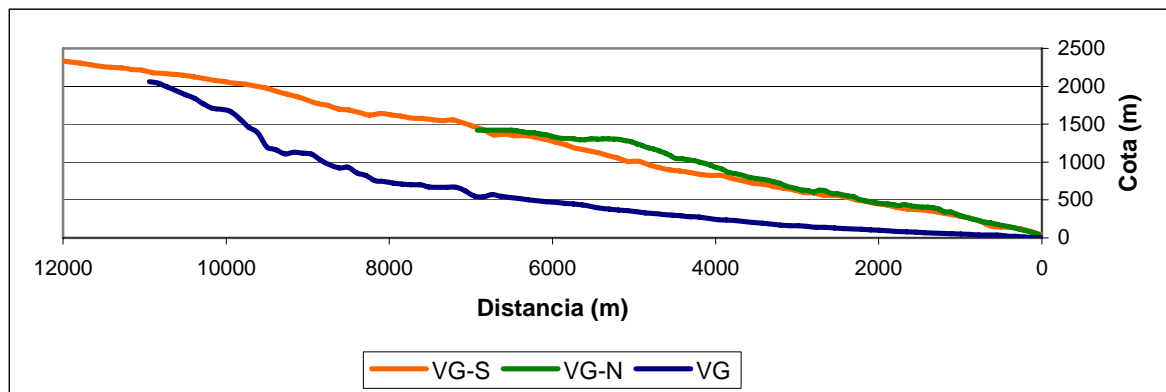
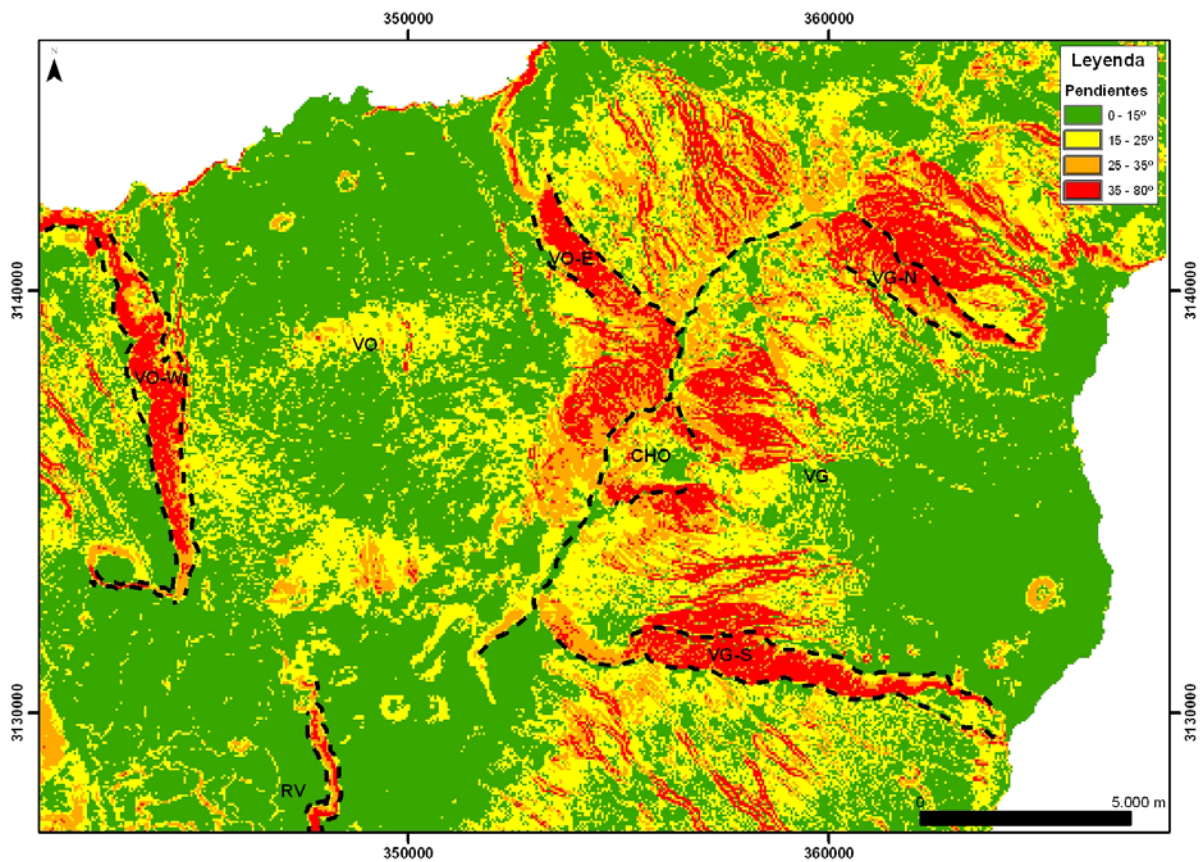


Figura 5.2. Perfiles topográficos del fondo y los escarpes oeste y este del valle de La Orotava (ver Figura 5.1)



La pendiente es el elemento fundamental del análisis morfológico. El mapa de pendientes de la zona de estudio se ha clasificado en cuatro intervalos (Figura 5.4):

- Pendientes bajas: $<15^\circ$.
- Pendientes medias: 15° a 25° .
- Pendientes altas: 25° a 35° .
- Pendientes muy altas: 35° a 80° .



Como se observa en la figura anterior, las pendientes de los escarpes son muy altas ($>35^\circ$) y contrastan de manera importante con las pendientes del fondo del valle (Figuras 5.5 y 5.6).

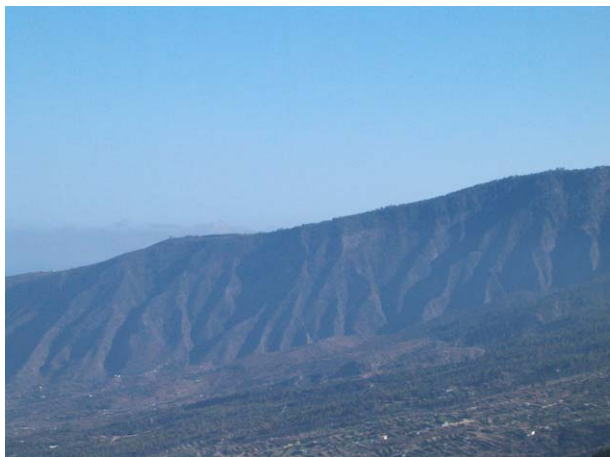


Figura 5.5. Escarpe sur del valle de Güímar

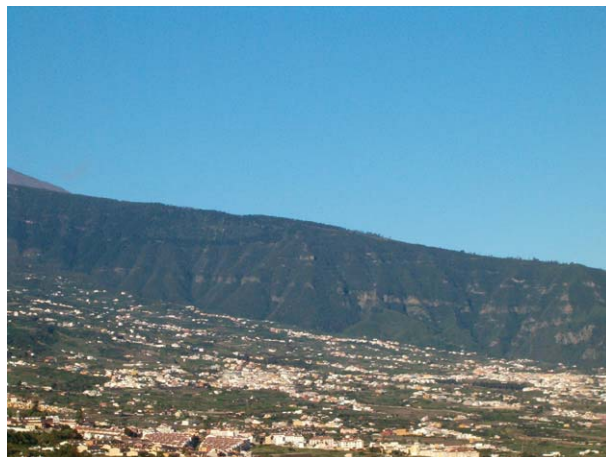


Figura 5.6. Escarpe oeste del valle de La Orotava (macizo de Tigaiga)

En el fondo del valle de La Orotava predominan las pendientes bajas y medias, destacando el cambio de pendiente localizado en la parte central del valle (en el denominado Muro de la Perdoma). En la costa norte de valle hay importantes acantilados con pendientes muy altas.

El fondo del valle de Güímar presenta un rango más amplio de pendientes. En las cotas inferiores las pendientes son bajas y, a medida que se asciende hacia la zona de cabecera, las pendientes aumentan condicionadas principalmente por la incisión de los barrancos, donde llegan a ser muy altas.

El trazado actual de la red de drenaje se ha ido adaptando, con el paso del tiempo, al relieve (Figura 5.7). La configuración actual de la red de drenaje es el resultado de la adaptación de los cursos de agua a los relieves originados por los distintos procesos (tanto constructivos como destructivos) que han tenido lugar en la zona a lo largo del tiempo.

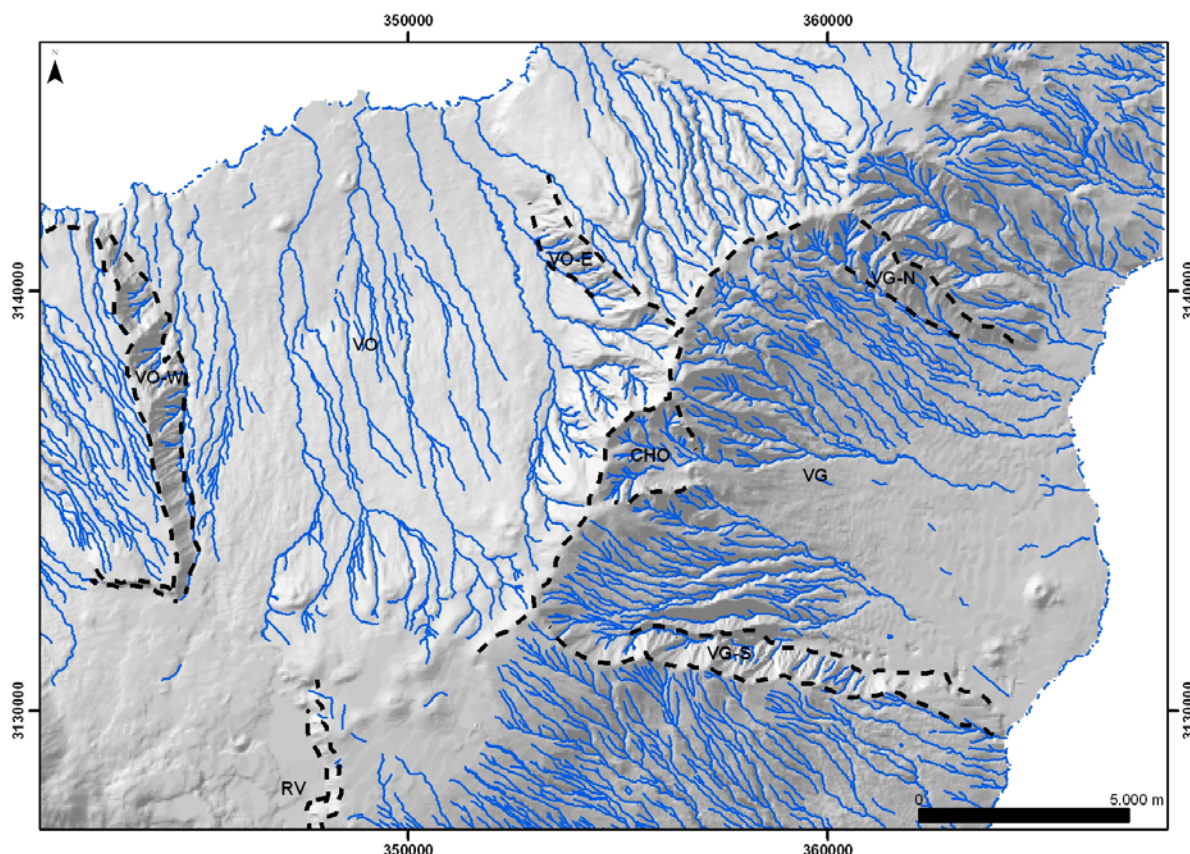


Figura 5.7. Configuración de la red de drenaje de la zona de estudio (elaborado a partir de los datos de GRAFCAN)

En el valle de Güímar la red de drenaje está más desarrollada, posiblemente por su mayor antigüedad. Su configuración, dendrítica y paralela, se ve condicionada por la presencia de productos procedentes del Edificio Cho-Marcial (CHO en la Figura 5.7).

En el valle de La Orotava la red de drenaje no está tan desarrollada como en el de Güímar. En el fondo del valle predomina la configuración paralela. Sin embargo, en las partes altas la red es dendrítica, tanto en los materiales de la cabecera que afloran en el sector oriental como (en menor medida) en los materiales emitidos por centros eruptivos recientes localizados en el sector occidental. Al igual que en el valle de Güímar, la red de drenaje se ha adaptado a los materiales de erupciones posteriores procedentes, en este caso, de la Caldera de las Cañadas, situada hacia el oeste.

Para concluir, se puede afirmar que la morfología actual de los valles es el resultado de procesos tanto constructivos como destructivos que tuvieron lugar en el Edificio Dorsal. Entre estos últimos destacan los grandes deslizamientos que generaron las depresiones de los valles de Güímar y La Orotava. Aunque éstas han sido modificadas posteriormente, tanto por el relleno de los materiales procedentes de posteriores erupciones, como por la acción de agentes erosivos, su morfología evidencia la ocurrencia de procesos que movilizaron importantes cantidades de materiales de los flancos de los edificios volcánicos preexistentes.

Geología de la zona de estudio

Se ha realizado un mapa geológico simplificado del área de estudio a partir de la cartografía disponible (IGME, 1978 a y b, 1984 y 1988). En este mapa se refleja la ocurrencia de los grandes deslizamientos, observándose que los materiales más antiguos (pre-deslizamiento) afloran en los escarpes laterales y de cabecera de los valles de Güímar y La Orotava, y que los materiales más recientes (post-deslizamiento) están rellenando las depresiones generadas por los deslizamientos.

El mapa geológico simplificado se presenta en la Figura 5.8.

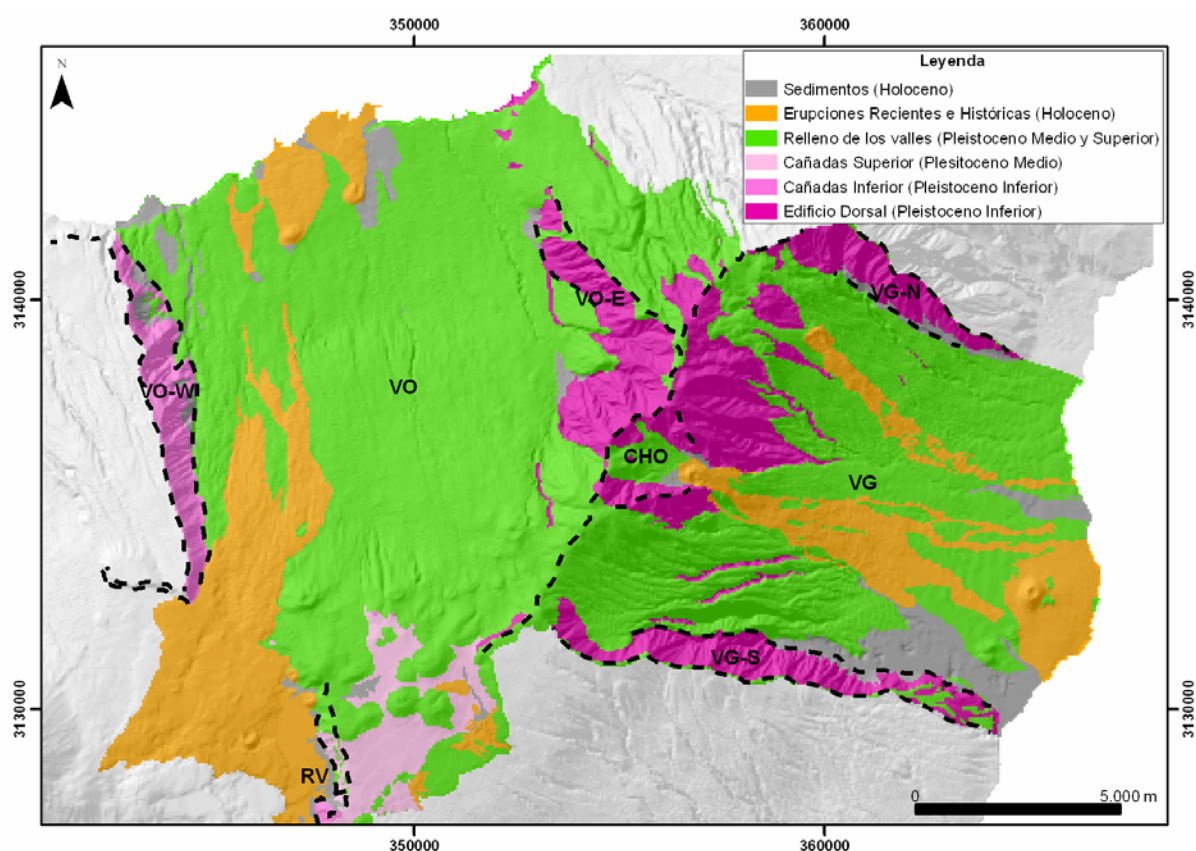


Figura 5.8. Mapa geológico simplificado de la zona de estudio. En los escarpes afloran los materiales pre-deslizamiento y el fondo de los valles está ocupado por materiales de relleno o post-deslizamiento (Holoceno: < 0,01 Ma; Pleistoceno Superior: 0,01-0,13 Ma; Pleistoceno Medio 0,13-0,78 Ma; Pleistoceno Inferior: 0,78-1,80 Ma -*International Commission on Stratigraphy*, 2004)

En la Figura 5.9 se representan los resultados de las dataciones realizadas por diversos autores en el área de estudio (Ancochea et al., 1990 y 1999; Ibarrola et al., 1993; Abdel-Monem et al., 1972; Martí et al., 1972; Ferraud et al., 1985; Mitjavilla, 1990). (En el marco de esta investigación, con el objetivo de datar los deslizamientos, se han realizado dos nuevas dataciones en el interior de dos galerías del valle de Güímar, cuyos resultados se presentan en el Apartado 5.4).

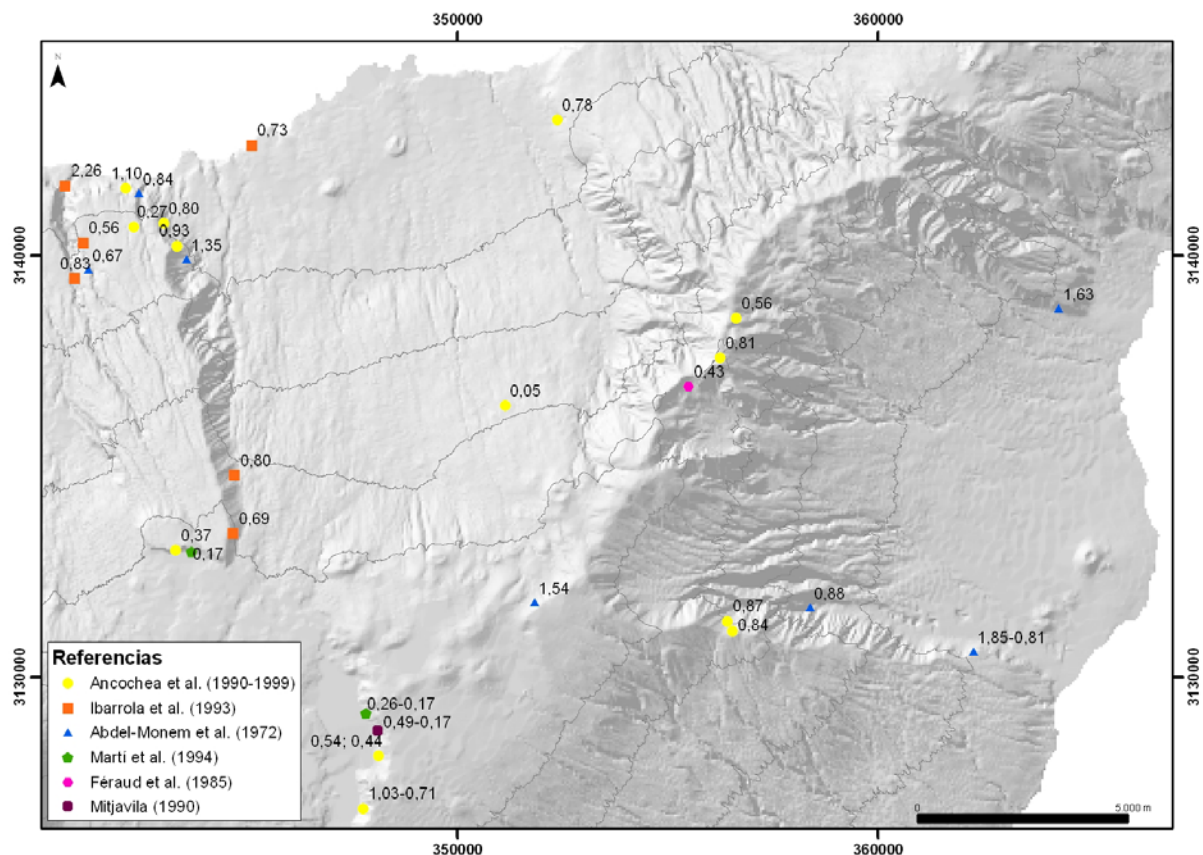


Figura 5.9. Dataciones (en millones de años) realizadas en la zona de estudio

Los materiales que afloran en los escarpes laterales y en parte de los escarpes de cabecera de los valles, considerados materiales pre-deslizamiento, pertenecen al Pleistoceno Inferior. Sin embargo, los materiales que cubren el fondo de los valles, considerados post-deslizamiento, son más recientes y pertenecen al Pleistoceno Medio, Pleistoceno Superior y Holoceno (Figura 5.8).

Los escarpes laterales del valle de Güímar están formados principalmente por sucesiones de coladas basálticas del Edificio Dorsal. Estos materiales predominan también en el escarpe este de La Orotava. Sin embargo, en el escarpe oeste de este valle (correspondiente al macizo de Tigaiga) predominan los materiales diferenciados pertenecientes al Edificio Cañadas, y en él se alternan coladas basálticas, traquibasálticas y fonolíticas. Estos materiales de los escarpes se describen en detalle en el Apartado 6.1.1.

Entre los materiales que cubren el fondo de los valles destacan los de composición basáltica, aunque en el relleno de los mismos también aparecen materiales piroclásticos sálicos indiferenciados. Las emisiones básicas proceden en su mayoría de los centros de emisión que se encuentran en la cabecera del valle de La Orotava alineados con dirección NE.

Los materiales procedentes de las erupciones recientes e históricas se han incluido igualmente entre los materiales post-deslizamiento. En el caso de La Orotava, entre estos se incluyen los que se adentran en el valle de La Orotava procedentes de la Caldera de las Cañadas y de la erupción fisural, cercana a la costa, del volcán Taoro en el siglo XVI. En el valle de Güímar destacan las erupciones del volcán de Güímar (próximo a la costa) y el volcán de Media Montaña. También, la erupción fisural histórica de Siete Fuentes, Fasnía y Las Arenas, producidas durante los años 1704 y 1705, la última de las cuales tuvo lugar en el interior de la caldera del Edificio Cho-Marcial.

A continuación se detallan algunos aspectos sobre los materiales que afloran en las cabeceras de ambos valles. En el caso del valle de La Orotava del afloramiento del Risco Verde, y en el caso del valle de Güímar del edificio Cho-Marcial (ver Figura 5.8).

Afloramiento del Risco Verde

El Risco Verde se localiza en el extremo oriental de la pared de la Caldera de las Cañadas (RV en las Figuras 5.4 y 5.8). En este afloramiento se observan los materiales que rellenan la depresión originada por el deslizamiento de La Orotava. Este afloramiento se encuentra una vez pasado el campo de conos que se extiende en superficie por la cabecera de La Orotava, y en él coexisten productos basálticos y pumíticos. Estos materiales tuvieron centros de emisión distintos. Los materiales basálticos proceden de la cabecera de La Orotava y los pumíticos pertenecen a la formación Diego Hernández del desaparecido Edificio Cañadas (Figura 5.10). Esta zona ha sido interpretada como la cabecera del deslizamiento de La Orotava (Navarro, 2004).



Figura 5.10. Alternancia de materiales basálticos y pumitas fonolíticas en la pared de las Cañadas en el tramo del Risco Verde

Edificio Cho-Marcial

En la parte central de la cabecera del valle de Güímar se encuentran los restos de un edificio volcánico denominado Cho-Marcial (o Pedro Gil, según Galindo, 2005) (Figura 5.11).

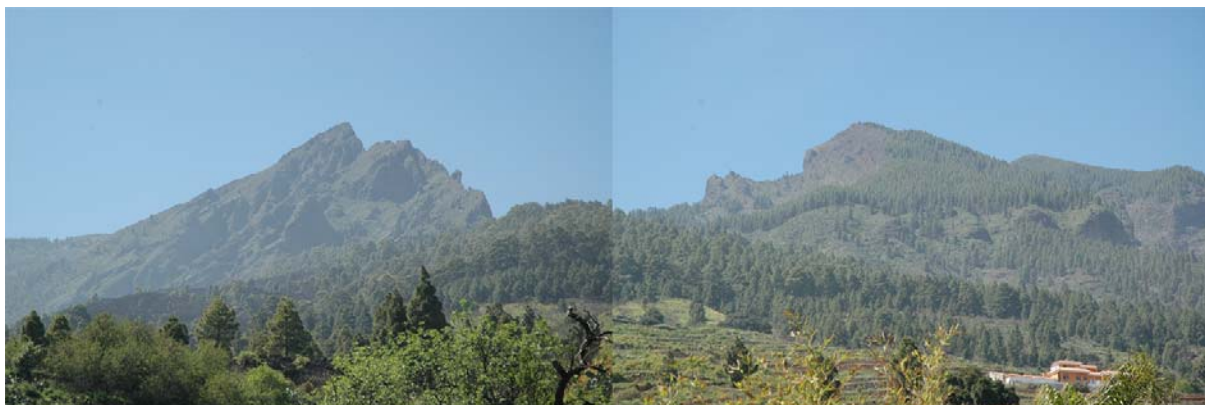


Figura 5.11. Restos del Edificio Cho-Marcial localizado en la cabecera del valle de Güímar

Los estudios sobre el estratovolcán Cho-Marcial son muy escasos. Sin embargo, es posible afirmar que este edificio fue construido tras el deslizamiento de Güímar. Esta afirmación, fundamentada originalmente por J.M. Navarro (comunicación personal, 2005), se ha visto reforzada por los resultados de los análisis realizados en esta tesis. En los mapas mostrados anteriormente (Figuras 5.7 y 5.8) se observa cómo los materiales procedentes de este edificio volcánico se reflejan en la morfología actual del valle de Güímar.

Las características visibles en los restos de este edificio sugieren que su morfología actual se debe a un deslizamiento que afectó a su flanco SE (Navarro, 2005, comunicación personal). Este proceso habría sido semejante a procesos de deslizamiento producidos en otros volcanes (tipo Mount St. Helens, Bandai, etc, ver Apartado 3.1.2), asociados principalmente a desencadenantes de origen volcánico.

5.2. DEPÓSITOS SUBTERRÁNEOS

En el interior de muchas de las galerías subterráneas que penetran en los valles de Güímar y La Orotava se halla una formación arcillo-arenosa que engloba en completo desorden bloques de rocas heterogéneos y heterométricos, sin estratificación ni selección. Esta formación recibe localmente el nombre de genérico de “mortalón”. Como se indicó en el Apartado 3.2.1 el “mortalón” ha recibido distintas denominaciones con el paso del tiempo: como “fanglomerado”, aglomerado o brecha volcánica (Bravo, 1962; Coello, 1973).

En la actualidad se considera que el “mortalón” es parte del depósito de los deslizamientos que generaron los valles (Navarro y Coello, 1989; Navarro y Farrujia, 1989).

La descripción de las características de estos materiales se incluye en el Apartado 6.2. Aquí se presentan los mapas con la localización de los puntos en los que se ha identificado el techo o el muro de esta unidad en el interior de las galerías excavadas en los valles.

Los datos representados han sido obtenidos de diversas fuentes. En el caso de los datos correspondientes al “mortalón” del valle de La Orotava, destaca el informe realizado

para el proyecto de investigación “GRANDETEN” por J.J. Coello, en el que se incluyen los siguientes datos:

- Fichas técnicas de las captaciones realizadas durante los proyectos UNESCO/SPA-15 (1972-1973) y MAC-21 (1979).
- Fichas técnicas de las captaciones realizadas durante los trabajos preparatorios del Plan Hidrológico Insular de Tenerife (1989).
- Informes hidrogeológicos de las captaciones de T. Bravo y J. Coello, correspondientes a visitas efectuadas entre los años 1954 y 1999.
- Observaciones geológicas propias realizadas en visitas técnicas del Consejo Insular de Aguas de Tenerife (1996-2005).
- Visitas de campo a las captaciones del proyecto “GRANDETEN” (2004-2005).

Por otra parte, en el caso del “mortalón” del valle de Güímar destacan las aportaciones realizadas por J.M. Navarro, quien ha proporcionado varios cortes geológicos de la parte norte del valle con la localización del “mortalón”, elaborados a partir de:

- Fichas técnicas de las captaciones realizadas durante los proyectos UNESCO/SPA-15 (1972-1973) y MAC-21 (1979).
- Fichas técnicas de las captaciones realizadas durante los trabajos preparatorios del Plan Hidrológico Insular de Tenerife (1989).
- Observaciones geológicas propias realizadas en visitas técnicas.

Los datos del “mortalón” del valle de Güímar han sido completados mediante la revisión de las fichas técnicas de las captaciones de agua disponibles en el Consejo Insular de Aguas (CIATFE), fichas proporcionadas por J.M. Navarro y datos de visitas de campo a las captaciones en el proyecto “GRANDETEN” (2005-2007).

Los datos de la localización del “mortalón” en las galerías (distancia a bocamina) han sido recogidos en una base de datos y, mediante análisis SIG, se han obtenido las coordenadas x, y (UTM) de su posición. La coordenada z se ha obtenido teniendo en cuenta que la pendiente media de las galerías convencionales es del 7⁰/₀₀.

A continuación se muestran los mapas con la localización de los puntos de “mortalón” obtenidos en ambos valles, clasificados únicamente en función de si corresponden al techo o al muro de la unidad. También se han realizado perfiles orientativos del techo del “mortalón”, sin tener criterios para afirmar que todos los puntos pertenecen a una formación única o a varias unidades de depósitos diferenciados.

En el valle de La Orotava se ha localizado “mortalón” en al menos 42 galerías y en 17 pozos. En total se han definido 167 puntos del techo o muro de esta formación que, en varias galerías, se atraviesa más de una vez (Figura 5.12).

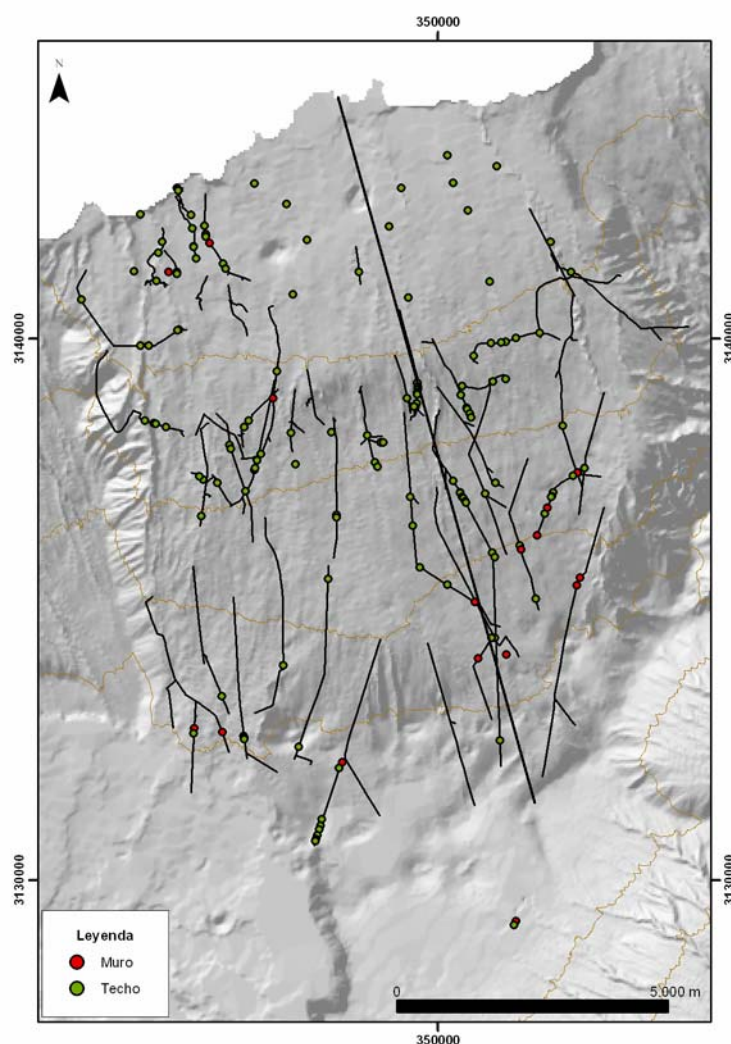


Figura 5.12. Representación de los puntos en los que se encuentra “mortalón” en las galerías y pozos del valle de La Orotava (perfil en la Figura 5.13)

En el caso del valle de La Orotava, Coello Bravo diferencia dos grandes unidades de “mortalón” que corresponderían al menos a dos fases de inestabilidad y generación de deslizamientos en el valle. La más antigua la forman depósitos masivos cuya presencia es generalizada en el subsuelo de la depresión y cuyas características texturales y estructurales permiten asignarles un origen gravitacional (*debris avalanche*). La potencia aparente de estos depósitos es considerable, por lo que solo unas pocas captaciones consiguen atravesarlos. La segunda unidad está representada por depósitos en apariencia de menor potencia y extensión lateral, con texturas y estructuras más variables, que en algunos casos pueden corresponder a flujos en masa acuosos (*debris flow*).

En la Figura 5.13 se representan las cotas del techo del “mortalón” (que podría corresponder a la fase más antigua mencionada anteriormente) del perfil trazado en la Figura 5.12. El espesor de materiales de relleno que se encuentran por encima de esta unidad es de 100 a 700 m.

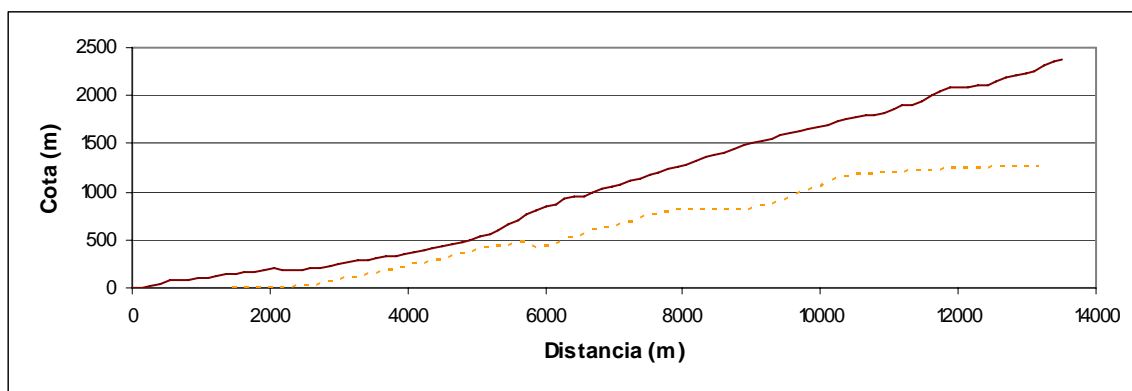


Figura 5.13. Perfil del valle de La Orotava representado en la Figura 5.12 y de la superficie del techo de “mortalón” obtenida mediante la interpolación de la cota de los puntos representados

En el valle de Güímar se ha localizado “mortalón” en al menos 26 galerías y en 5 pozos. En total se han definido 54 puntos en los que se halla bien el techo o el muro de esta formación (Figura 5.14). A partir de los cortes geológicos realizados por J.M. Navarro se observa que la potencia máxima del “mortalón” en la zona norte del valle es de 50 a 80 m.

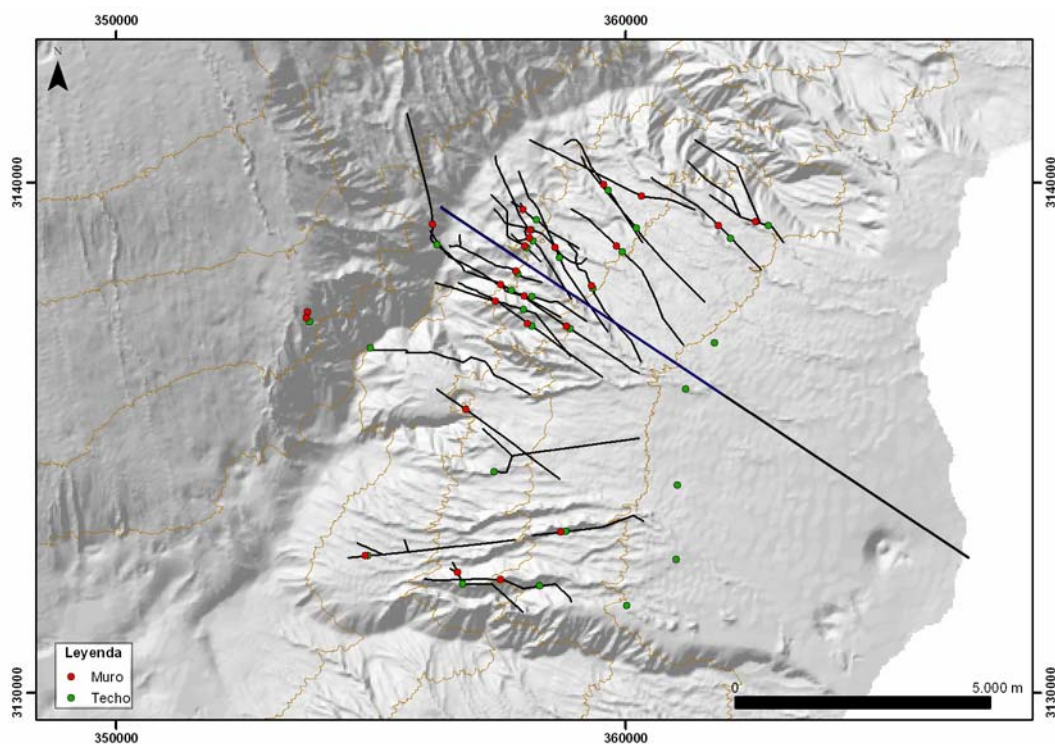


Figura 5.14. Representación de los puntos en los que se encuentran los depósitos de deslizamiento en el interior de las galerías y pozos del valle de Güímar (perfil en la Figura 5.15)

En la Figura 5.15 se representa el techo del “mortalón” del valle de Güímar trazado en la Figura 5.14. El espesor de materiales que se encuentran por encima del “mortalón” del

valle de Güímar, a partir de los datos obtenidos en el interior de las galerías, es de 250 a 750 m.

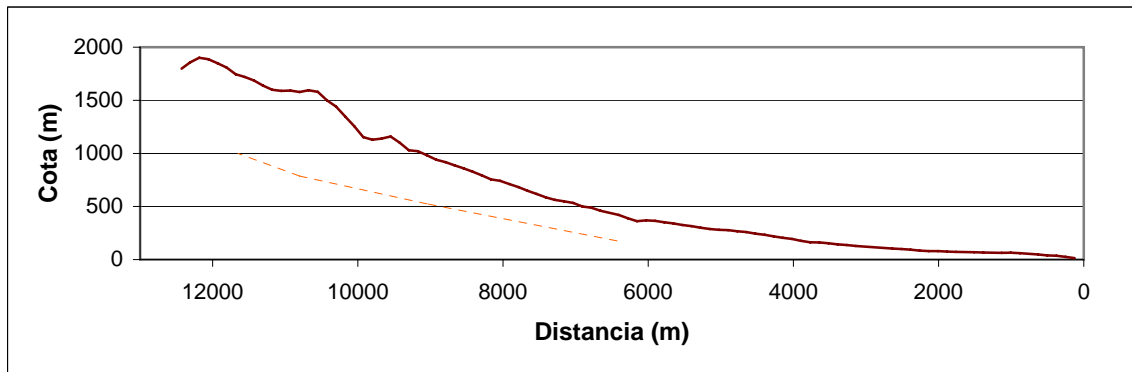


Figura 5.15. Perfil del valle de Güímar representado en la Figura 5.14 y de la superficie del techo del “mortalón” obtenida mediante la interpolación de la cota de los puntos representados

5.3. MORFOLOGÍA SUBMARINA

El análisis de la morfología de las pendientes submarinas ha aportado información relevante sobre los procesos de deslizamiento de Güímar y La Orotava. Como se mencionó en el Apartado 3.2.2, son varios los trabajos, publicados recientemente, en los que se analizan los resultados de datos sísmicos y batimétricos del fondo oceánico de Tenerife. En este trabajo no se aportan nuevos datos a este respecto, dando una visión general de las características de los flancos submarinos de los valles de Güímar y La Orotava, presentando algunos mapas de interés (elaborados a partir de datos del Instituto Español de Oceanografía) y destacando sus rasgos morfológicos más importantes.

La isla de Tenerife se eleva 3.000-4.000 m desde el fondo oceánico hasta el nivel del mar (Figuras 5.16, 5.17 y 5.18) y en sus flancos se refleja el resultado de numerosos procesos de deslizamiento.

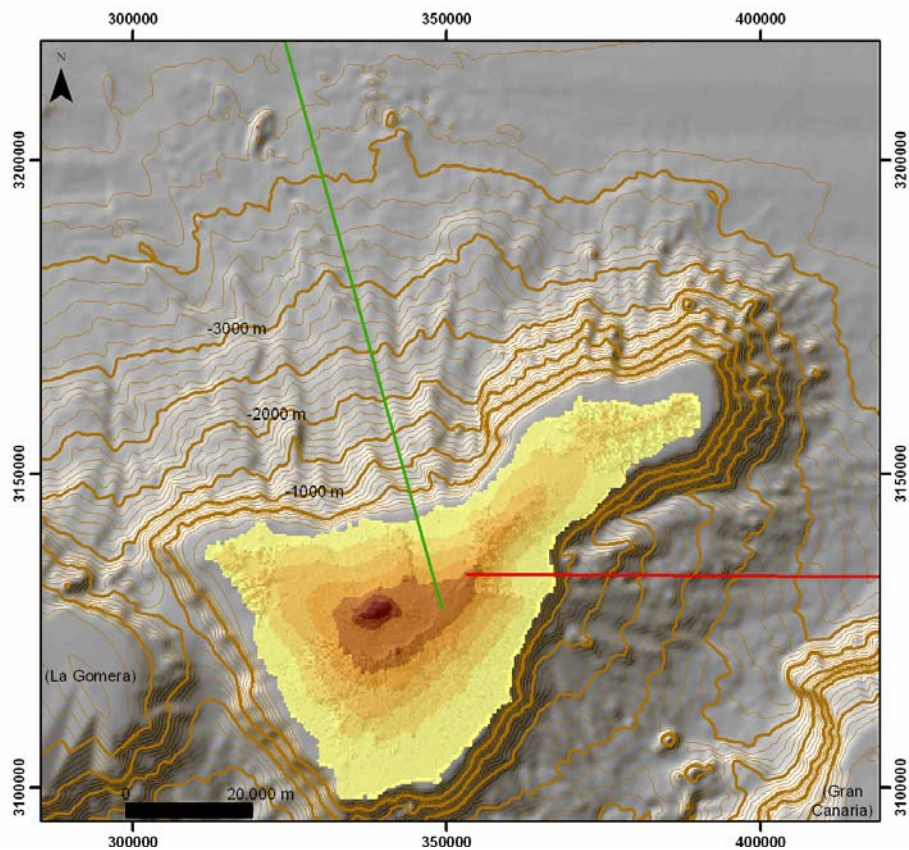


Figura 5.16. Modelo de iluminación del fondo oceánico de Tenerife (perfiles en la Figuras 5.17 y 5.18) (elaborado a partir de los datos del IEO)

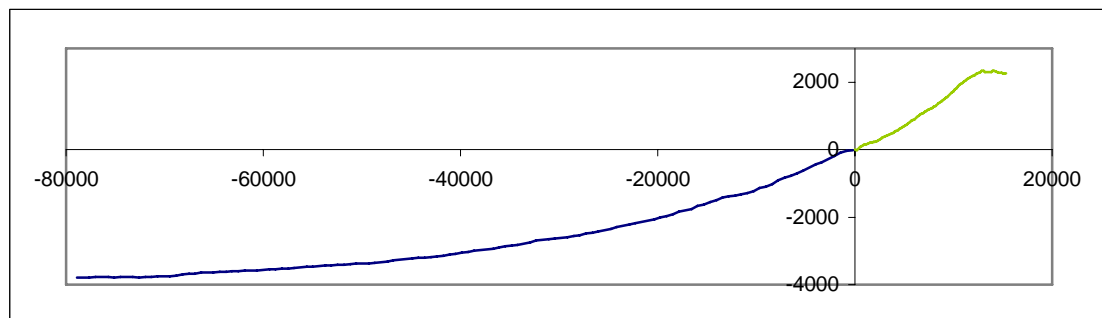


Figura 5.17. Perfil submarino del valle de La Orotava con su prolongación en tierra (en metros) (ver Figura 5.16)

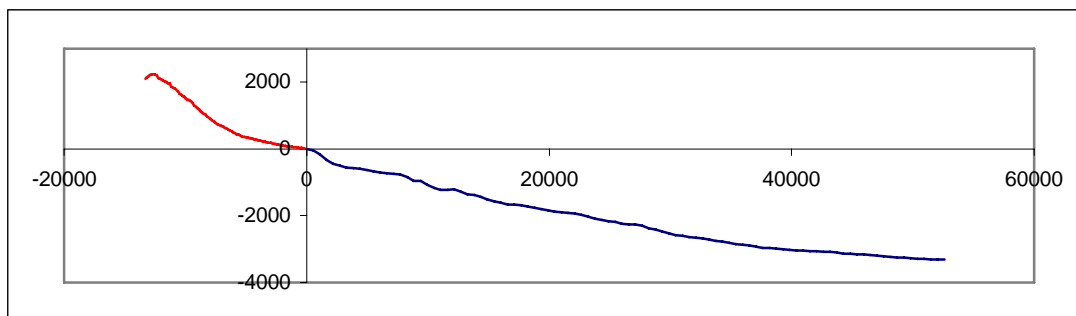


Figura 5.18. Perfil submarino del valle de Güímar con su prolongación en tierra (en metros)
(ver Figura 5.16)

En el flanco norte de Tenerife se distinguen varios canales submarinos entre los que se reconoce el relacionado con el deslizamiento de La Orotava (Figuras 5.19 y 5.20).

Los depósitos de deslizamiento localizados en los flancos sumergidos al norte de Tenerife presentan características de depósitos de avalanchas rocosas y, en las zonas más alejadas, depósitos de flujos de derrubios y corrientes de turbidez. Los bloques transportados por la avalancha son depositados en abanicos a varios kilómetros de distancia. Estos depósitos presentan una típica morfología *hummocky*.

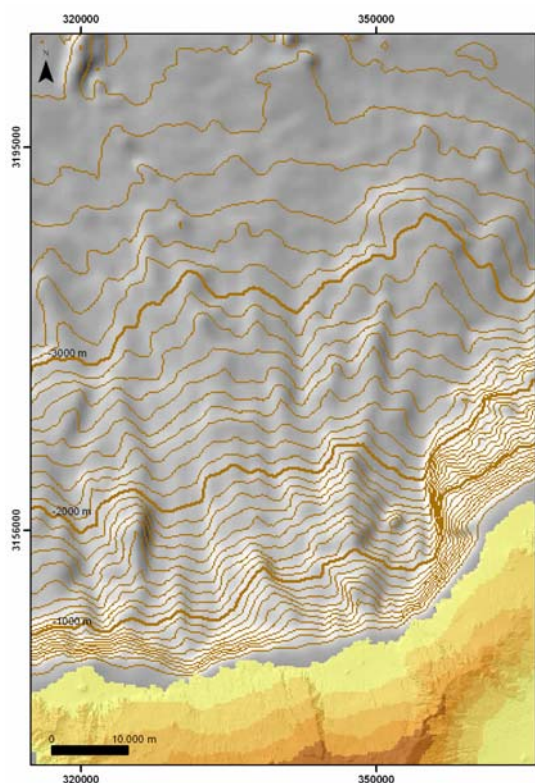


Figura 5.19. Modelo de iluminación submarino del flanco norte de Tenerife (elaborado a partir de los datos del IEO)

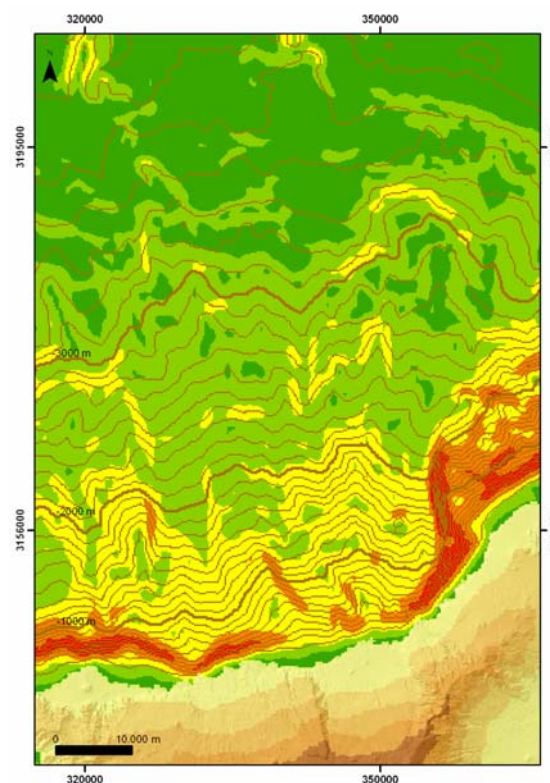


Figura 5.20. Mapa de pendientes submarinas del flanco norte de Tenerife (elaborado a partir de los datos del IEO)

El canal localizado en el flanco submarino de La Orotava está flanqueado, a lo largo de 12 km, por escarpes laterales de unos 250 m de altura, y pendientes de hasta 16° (Figuras 5.21 y 5.22).

Como se mencionó en el Apartado 3.2.2, se estima que los depósitos del deslizamiento de La Orotava cubren un área de 2.100 a 2.200 km² y llegaron a recorrer 75-100 km de distancia; su volumen no ha sido determinado con exactitud.

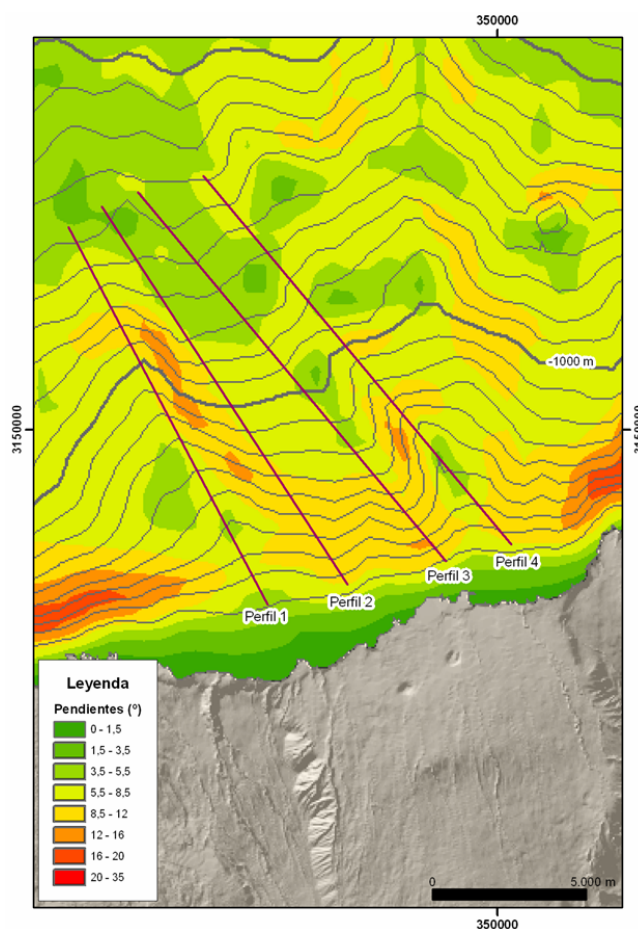


Figura 5.21. Detalle de las pendientes submarinas del valle de La Orotava (perfiles en la Figura 5.22)

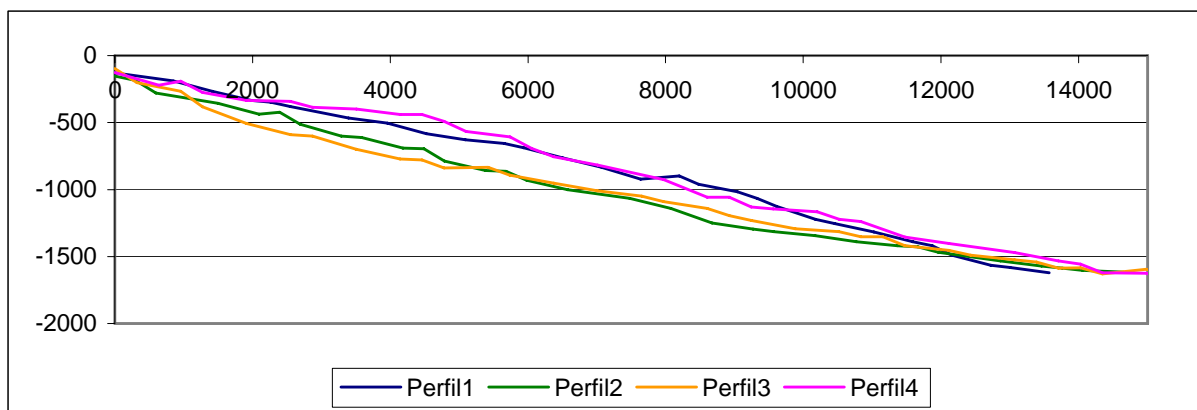


Figura 5.22. Perfiles longitudinales del flanco submarino del valle de La Orotava (en metros)
(ver Figura 5.21)

La morfología del flanco submarino correspondiente a la zona del deslizamiento de Güímar es diferente al de La Orotava. En este caso se distingue un gran abanico de depósitos con morfología *hummocky*, en el que destaca la presencia de megabloques, ocupando un área de varios cientos de kilómetros cuadrados (Figuras 5.23 y 5.24).

Se ha estimado que los depósitos del deslizamiento de Güímar ocupan un área de 1.600 a 2.600 km² y llegaron a recorrer 70-85 km de distancia desde la línea de costa; su volumen aproximado es de unos 120 km³.

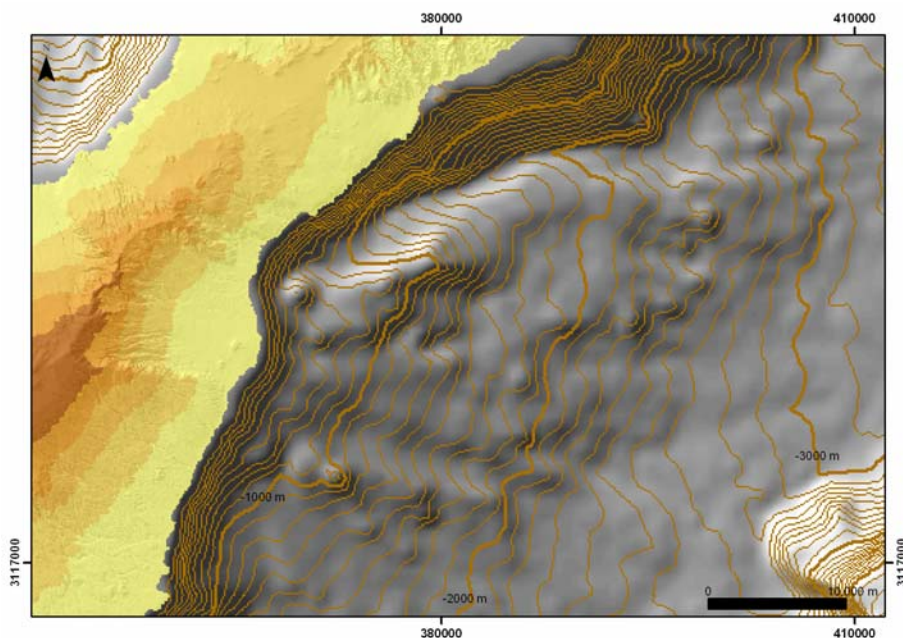


Figura 5.23. Modelo de iluminación submarino del flanco sureste de Tenerife
(elaborado a partir de los datos del IEO)

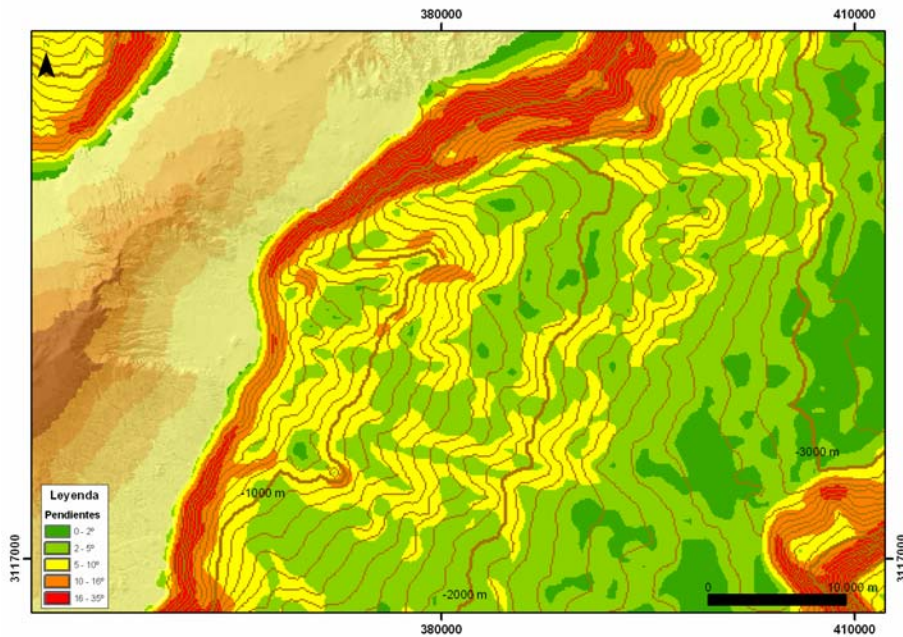


Figura 5.24. Mapa de pendientes submarinas del flanco sur de Tenerife (elaborado a partir de los datos del IEO)

Cabe destacar varios aspectos referidos a estos depósitos submarinos. En primer lugar hay una importante discrepancia entre los volúmenes estimados para los depósitos submarinos en el fondo oceánico (cientos de km^3) y los volúmenes que habrían sido movilizados de los flancos emergidos (decenas de km^3). Esto podría deberse a la contribución de los flancos submarinos a los procesos de inestabilidad, aportando material, o a la superposición de depósitos de varios eventos de deslizamiento.

En segundo lugar, hay que mencionar que los perfiles submarinos y subaéreos no son continuos, destacando la presencia de un escarpe de varios cientos de metros entre ambos. Este hecho, unido a otros argumentos, sugieren que en estos procesos podrían haber tenido lugar deslizamientos independientes afectando a la parte emergida y a la sumergida, como sugieren (Acosta et al., 2005) (Figura 5.25).

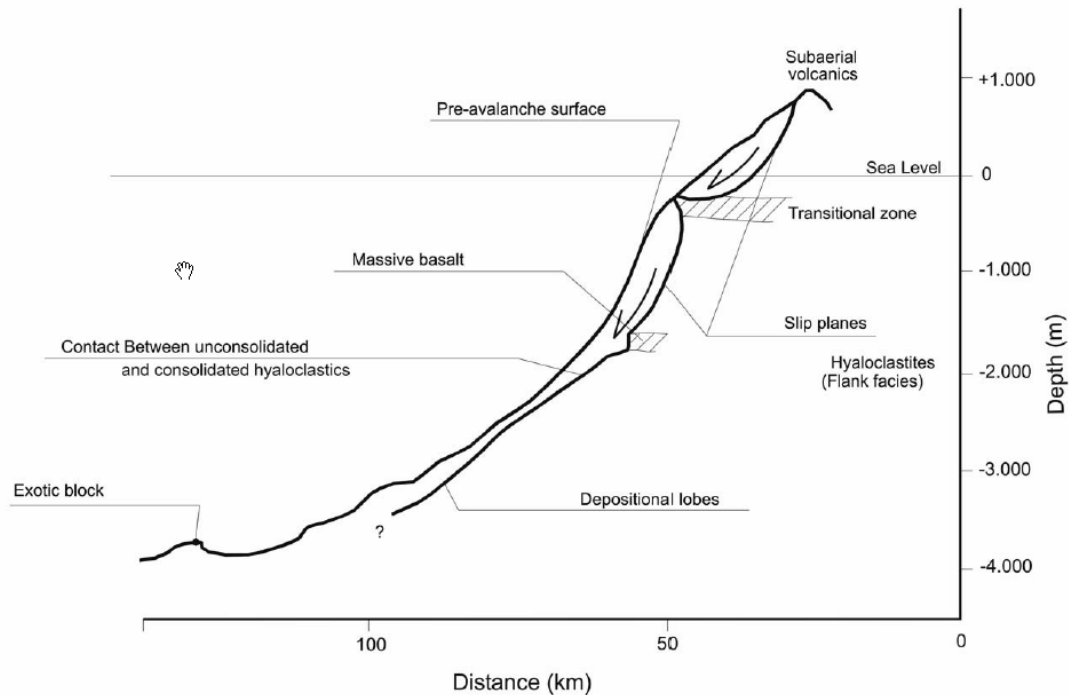


Figura 5.25. Perfil esquemático de las superficies de deslizamiento en el flanco emergido y sumergido cuya localización está condicionada por los materiales que forman la transición entre ambos (Acosta et al. 2005)

5.4. EDAD DE LOS DESLIZAMIENTOS

Según dataciones previas a esta tesis, el deslizamiento de La Orotava tuvo lugar entre 0,69 y 0,54 Ma y el deslizamiento de Güímar hace menos de 0,84 Ma (Cantagrel et al., 1999). Esta afirmación se basa, en el caso de La Orotava, en la edad más reciente obtenida en las rocas de la fase Cañadas III, en el escarpe de la pared oeste (Tigaiga), y la cabecera del deslizamiento (0,69 Ma), y, por otra parte, en la edad del relleno en el escarpe de Diego Hernández (0,54 Ma). En el caso de Güímar, las dataciones se obtuvieron en las coladas de lava superiores del escarpe sur de Güímar (0,84 Ma). Estas dataciones fueron realizadas, aplicando el método K/Ar por Ancochea et al. (1995 y 1999) e Ibarrola et al. (1993) (Figura 5.9).

A continuación, se presentan los resultados de dos dataciones realizadas mediante el método Ar^{39}/Ar^{40} , en dos galerías del valle de Güímar, con el objetivo de datar este deslizamiento. Trabajos similares han sido realizados en el valle de La Orotava, pero los resultados no están disponibles por el momento.

Localización de las muestras

Las muestras para dataciones fueron tomadas en las coladas depositadas sobre el “mortalón” en las galerías de Cueva de las Colmenas y El Drago, en el primer caso a 2.190 m de distancia de bocamina y en el segundo a 2.294 m. Los datos de los puntos de toma de

muestras se incluyen en la Tabla 5.1 En las Figuras 5.26 y 5.27 se presentan el mapa y el perfil con la localización de las mismas.

Tabla 5.1. Datos de localización de las muestras datadas

Muestra	Galería	Distancia a bocamina (m)	Coordenadas x, y (UTM)	Cota (m)	Espesor de materiales por encima (m)
Dat-1	Cueva de las Colmenas	2.190	359958 3138635	525	490
Dat-2	El Drago	2.294	357102 3137788	786	873

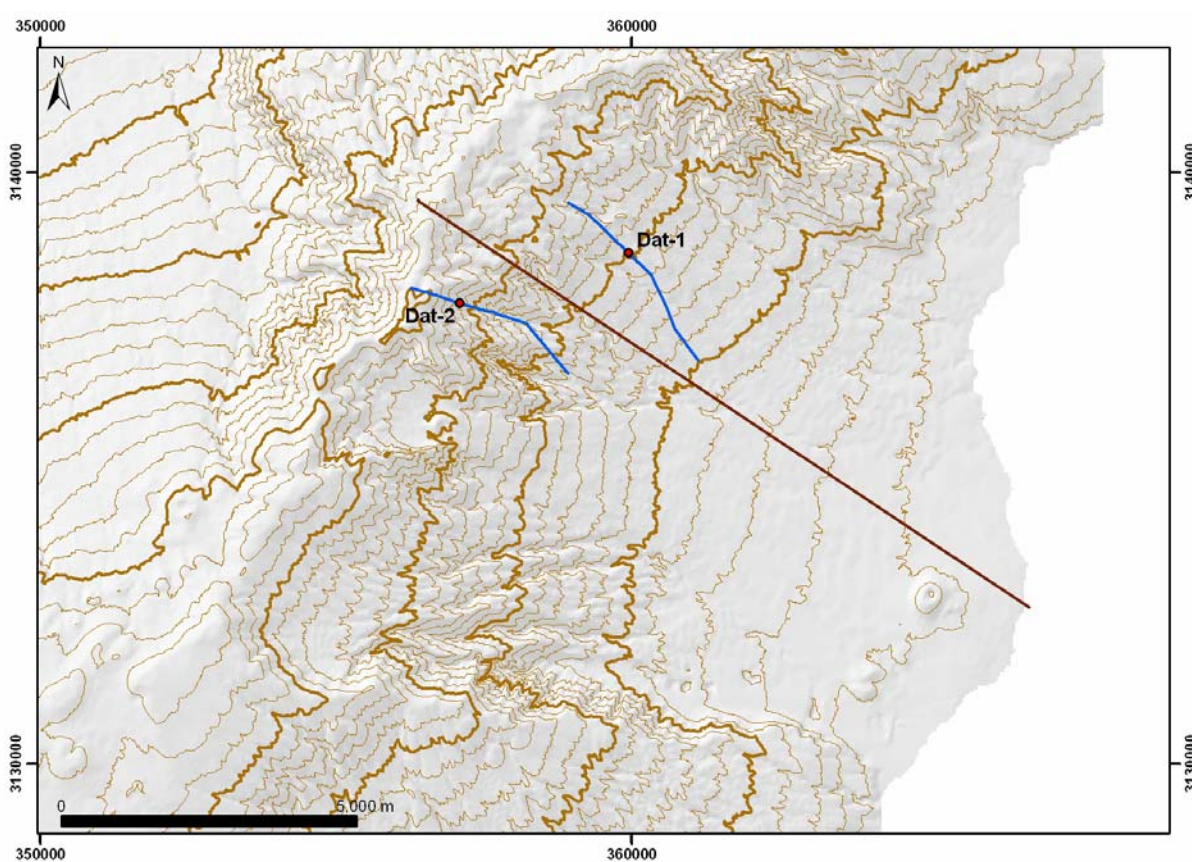


Figura 5.26. Localización de las muestras datadas en el interior de las galerías Cueva de las Colmenas y (Dat-1) y El Drago (Dat-2) (perfil en la Figura 5.27)

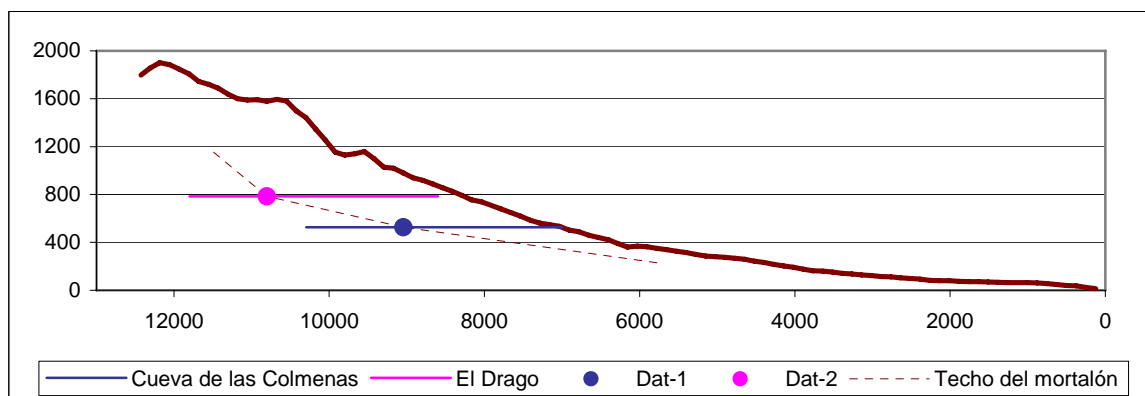


Figura 5.27. Perfil con la localización de las muestras tomadas en el interior de las galerías por encima del “mortalón” (ver Figura 5.26)

Descripción de las muestras

Las muestras datadas, Dat-1 y Dat-2, son un basalto olivínico-piroxénico y una traquita, respectivamente (Figuras 5.28 y 5.29). Los componentes minerales de ambas rocas y los resultados de los análisis químicos se incluyen en las Tablas 5.2 y 5.3.

Tabla 5.2. Principales características y resultados de los análisis de las muestras datadas

Muestra	Tipo de roca	Componentes principales	Componentes accesorios	Textura
Dat-1	Basalto olivínico-piroxénico	Plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, vidrio	Iddingsita, opacos	Hialopilitica muy vesicular
Dat-2	Traquita	Plagioclasa, opacos	Calcita, clinopiroxeno, óxidos de hierro, vidrio	Traquítica

Tabla 5.3. Porcentajes de elementos mayores obtenidos en el análisis químico de las muestras datadas (PPC=pérdida por calcinación)

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	TiO ₂	MnO	K ₂ O	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O	PPC
Dat-1	43,97	15,58	13,280	11,147	4,197	0,175	1,413	5,213	0,721	2,022	2,29
Dat-2	61,59	17,95	3,931	2,257	0,762	0,182	4,107	0,563	0,188	7,212	1,25

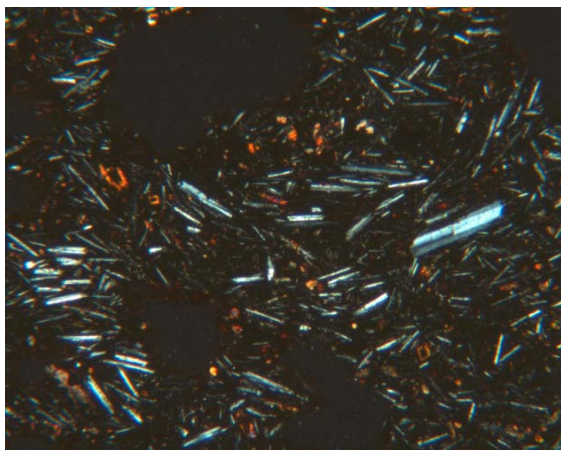


Figura 5.28. Basalto olivínico-piroxénico de la muestra Dat-1 visto a microscopio

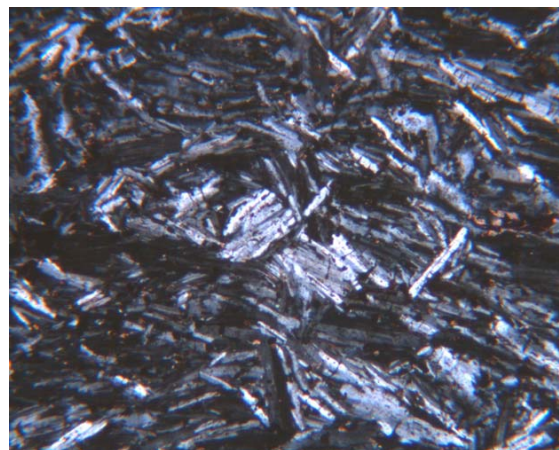


Figura 5.29. Traquita de la muestra Dat-2 vista a microscopio

Resultados de las dataciones

Entre los resultados obtenidos de las dataciones realizadas mediante el método $\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$, se incluyen la edad de meseta o *plateau* (que hace referencia a un número consecutivo de incrementos con un 95% de confianza), la edad integrada (que tiene en cuenta todos ellos), y la edad de la isócrona (obtenida mediante el ajuste de los valores en la edad de *plateau*) (Tabla 5.4).

En ambas muestras se han obtenido edades de *plateau* aceptables (Figuras 5.30 y 5.31), por lo que se acepta la edad de la isócrona como la más representativa.

Tabla 5.4. Resultados de las dataciones realizadas

Muestra	Edad de <i>plateau</i> (Ma)	Edad integrada (Ma)	Edad isócrona (Ma)
Dat-1	$1,09 \pm 0,05$	$1,00 \pm 0,06$	$1,13 \pm 0,07$
Dat-2	$1,07 \pm 0,07$	$1,14 \pm 0,05$	$0,99 \pm 0,04$

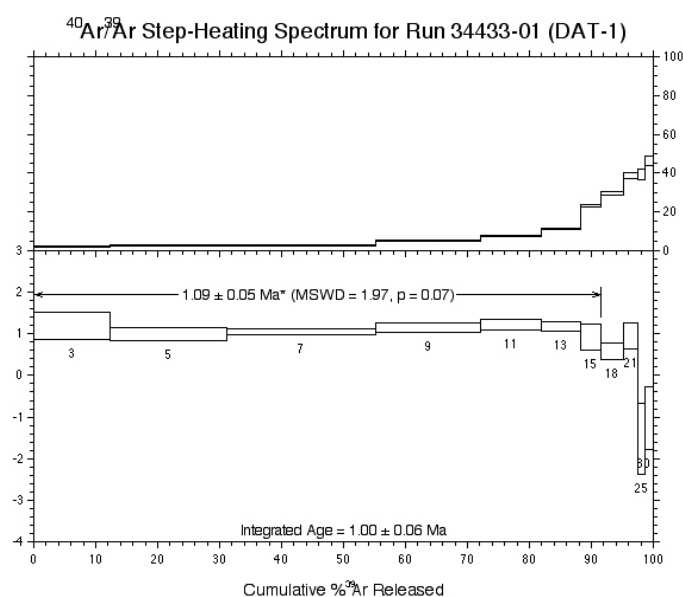


Figura 5.30. Gráfico con los resultados del análisis isotópico ($\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$) de la muestra Dat-1

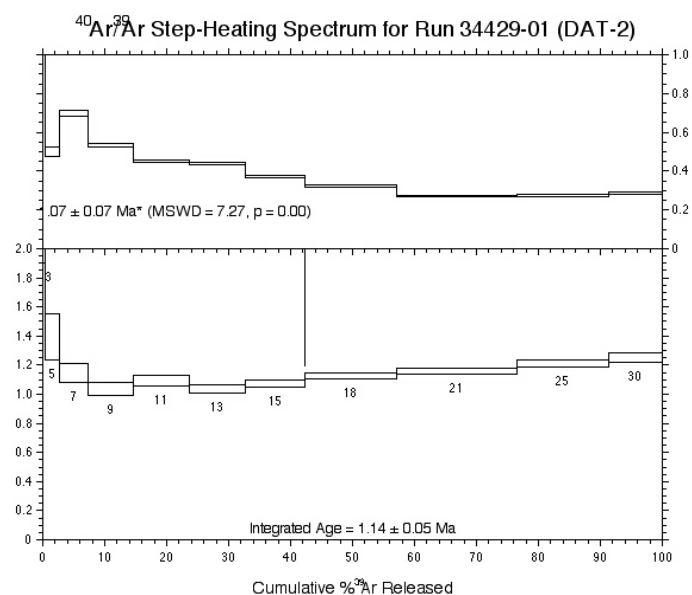


Figura 5.31. Gráfico con los resultados del análisis isotópico ($\text{Ar}^{39}/\text{Ar}^{40}$) de la muestra Dat-2

Edad del deslizamiento de Güímar

Las dataciones realizadas en las coladas localizadas sobre el “mortalón” en el interior de las galerías del valle de Güímar, permiten afirmar que el deslizamiento tuvo lugar hace más de 1,13 Ma. Estos resultados son incompatibles con la edad del deslizamiento que se acepta en la actualidad: $<0,84$ Ma (Cantagrel et al., 1999), indicando una mayor antigüedad.

5.5. EVOLUCIÓN DEL EDIFICIO DORSAL

En este apartado se plantea una hipótesis simplificada sobre la evolución del Edificio Dorsal y el origen de los valles de Güímar y La Orotava. Esta hipótesis se basa en las teorías originales de J.M. Navarro. En las siguientes figuras se presenta los croquis correspondientes (la leyenda de los mismos se incluye en la Figura 5.37).

En el Edificio Dorsal se han diferenciado el Edificio Arafo y el Edificio Cho-Marcial.

El Edificio Arafo se forma en la parte central de la Dorsal (Figura 5.32). Cuando crece excesivamente en altura, se produce, en el flanco este, el deslizamiento de Güímar (Figura 5.33).

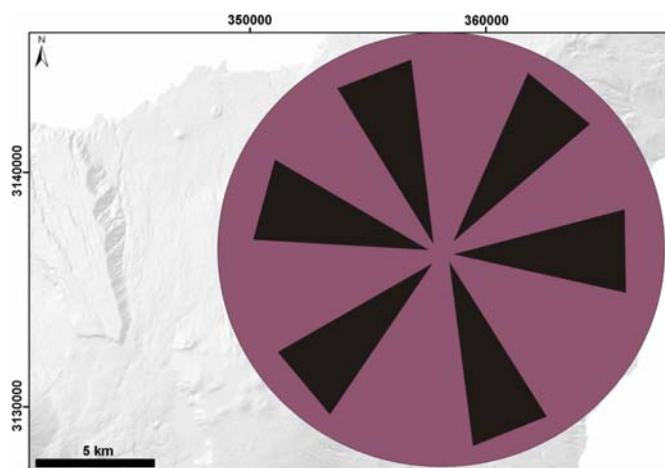


Figura 5.32. Crecimiento del Edificio Arafo en la parte central de la Dorsal NE

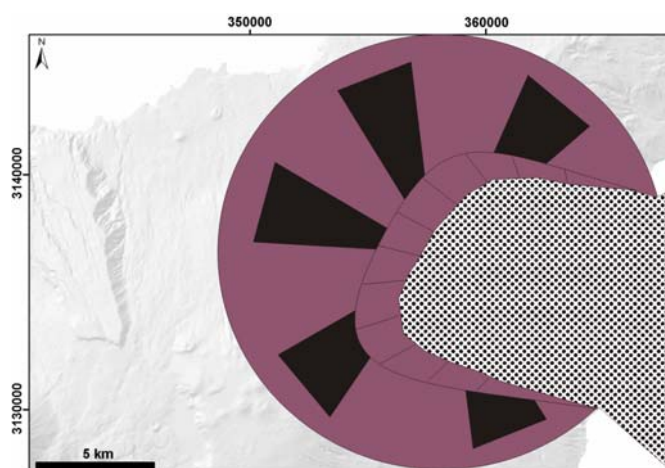


Figura 5.33. Formación del valle de Güímar con el deslizamiento que afecta el flanco este del Edificio Arafo

Posteriormente se inicia una etapa de volcanismo intenso y se forma el Edificio Cho-Marcial ocupando parcialmente la depresión creada por el deslizamiento (Figura 5.34). Más tarde tiene lugar una nueva inestabilidad y se produce un deslizamiento hacia el norte que forma el valle de La Orotava. Este deslizamiento afecta al Edificio Cañadas en la parte occidental. El Edificio Cho-Marcial también sufre un deslizamiento de menores dimensiones (Figura 5.35) (ver Apartado 5.1 y Figura 5.11).

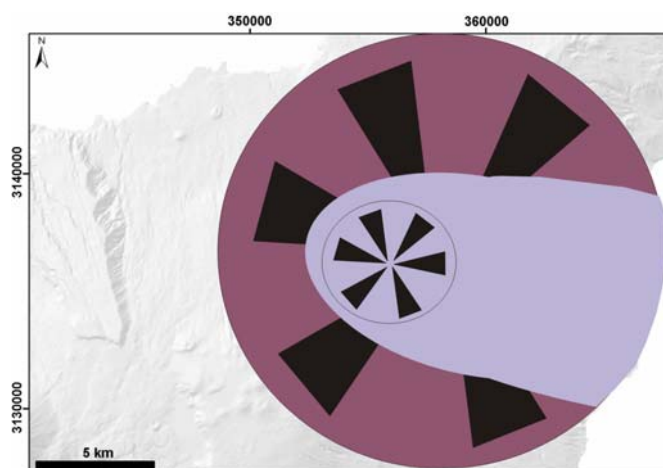


Figura 5.34. Crecimiento del Edificio Cho-Marcial rellenando la depresión producida por el deslizamiento de Güímar

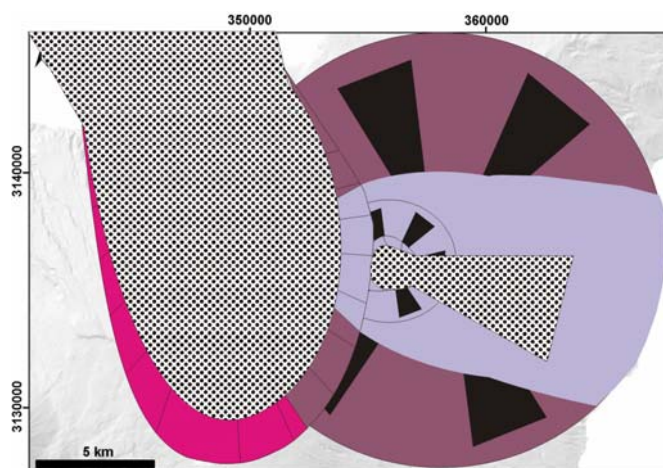


Figura 5.35. Deslizamiento de La Orotava que también afecta en la parte este al Edificio Cañadas. También se produce un pequeño deslizamiento en el Cho-Marcial

La configuración y morfología actual de esta zona es el resultado del relleno de las depresiones por materiales posteriores procedentes de pequeños centros eruptivos alineados en dirección NE.

En el Edificio Cañadas se produjo el deslizamiento de Icod y se formó la Caldera de las Cañadas, afectando a los materiales de relleno del valle de La Orotava (Risco Verde)

(ver Apartado 5.1 y Figura 5.10). La depresión de las Cañadas se rellenó por materiales procedentes del Edificio Teide-Pico Viejo y de pequeños centros eruptivos relacionados con el mismo (Figura 5.36).

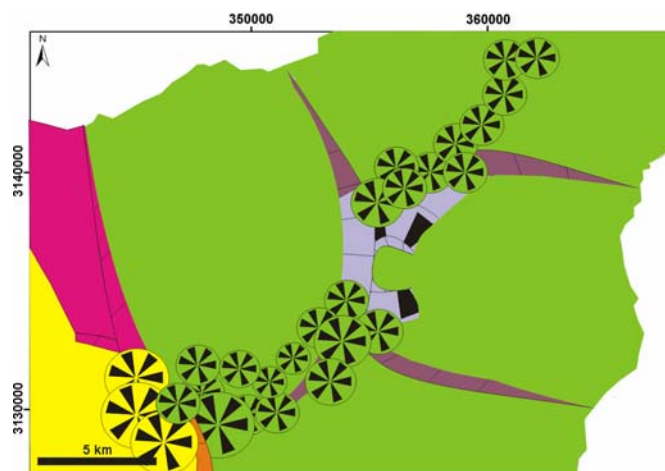


Figura 5.36. Croquis de la situación actual tras el relleno de las depresiones de Güímar y La Orotava con materiales procedentes de centros eruptivos alineados en dirección NE y de la depresión de las Cañadas con materiales procedentes del Edificio Teide-Pico Viejo (ver Figura 5.8)



Figura 5.37. Leyenda de las figuras en las que se ha representado la hipótesis simplificada sobre la evolución de la zona de estudio

CAPÍTULO 6. CARACTERÍSTICAS DE LOS MATERIALES

- 6.1. Descripción de los materiales involucrados en los deslizamientos
 - 6.1.1. Descripción y caracterización de los afloramientos
 - 6.1.2. Descripción y caracterización de los materiales atravesados por las galerías
 - 6.1.3. Síntesis de las características geológicas y geomecánicas y clasificación de los materiales
- 6.2. Descripción de los depósitos denominados “mortolón”
 - 6.2.1. Descripción de los materiales
 - 6.2.2. Propiedades de la matriz

CAPÍTULO 6. CARACTERÍSTICAS DE LOS MATERIALES

Este capítulo, centrado en la caracterización de los materiales de la zona de estudio, se ha dividido en dos partes. En la primera se describen los materiales involucrados en los deslizamientos, visibles en afloramientos y atravesados por las galerías, y en la segunda se describen los materiales que forman parte del llamado “mortalón”, depósito sedimentario que ha sido interpretado como el producto de los grandes deslizamientos (Navarro y Coello, 1989).

Para la descripción de los materiales afectados por los procesos de inestabilidad se han realizado trabajos de campo, tanto en afloramientos como en el interior de galerías. Estos trabajos han permitido reconocer las características y propiedades geomecánicas de los macizos rocosos involucrados en los deslizamientos de Güímar y La Orotava.

Por otra parte, a pesar de la importancia del “mortalón”, dada su implicación en la génesis de los valles, los estudios centrados en el análisis de sus características geológicas son muy escasos (este hecho es comprensible dadas las dificultades para acceder a estos materiales en el interior de las galerías y a sus escasos afloramientos). Aquí se resumen las principales características de estos materiales, observadas en los afloramientos y en el interior de varias galerías. La matriz de esta formación ha sido estudiada mediante análisis y ensayos de laboratorio.

6.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES INVOLUCRADOS EN LOS DESLIZAMIENTOS

6.1.1. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS AFLORAMIENTOS

Se han caracterizado en campo los macizos rocosos que constituyen los escarpes laterales y de cabecera de los deslizamientos de Güímar y La Orotava, y en los que afloran los materiales previos a los deslizamientos. Para ello se han realizado observaciones y medidas en los afloramientos existentes en diferentes zonas.

Dada la dificultad o imposibilidad de acceso a la mayor parte de estos relieves, los trabajos de campo se han realizado en las zonas representativas a las que ha sido posible acceder:

Valle de Güímar:

- Escarpe sur.
- Escarpe norte.
- Escarpe de cabecera.

Valle de La Orotava

- Escarpe este.
- Escarpe oeste.
- Escarpe de cabecera.

En cada una de las zonas se han realizado observaciones y estaciones geomecánicas en uno o varios afloramientos representativos. En la Figura 6.1 se presenta la localización de los puntos donde se han realizado observaciones o estaciones geomecánicas.

Las fichas y fotografías de las estaciones geomecánicas se incluyen en el Anexo I. A continuación se exponen las características de los materiales observados.

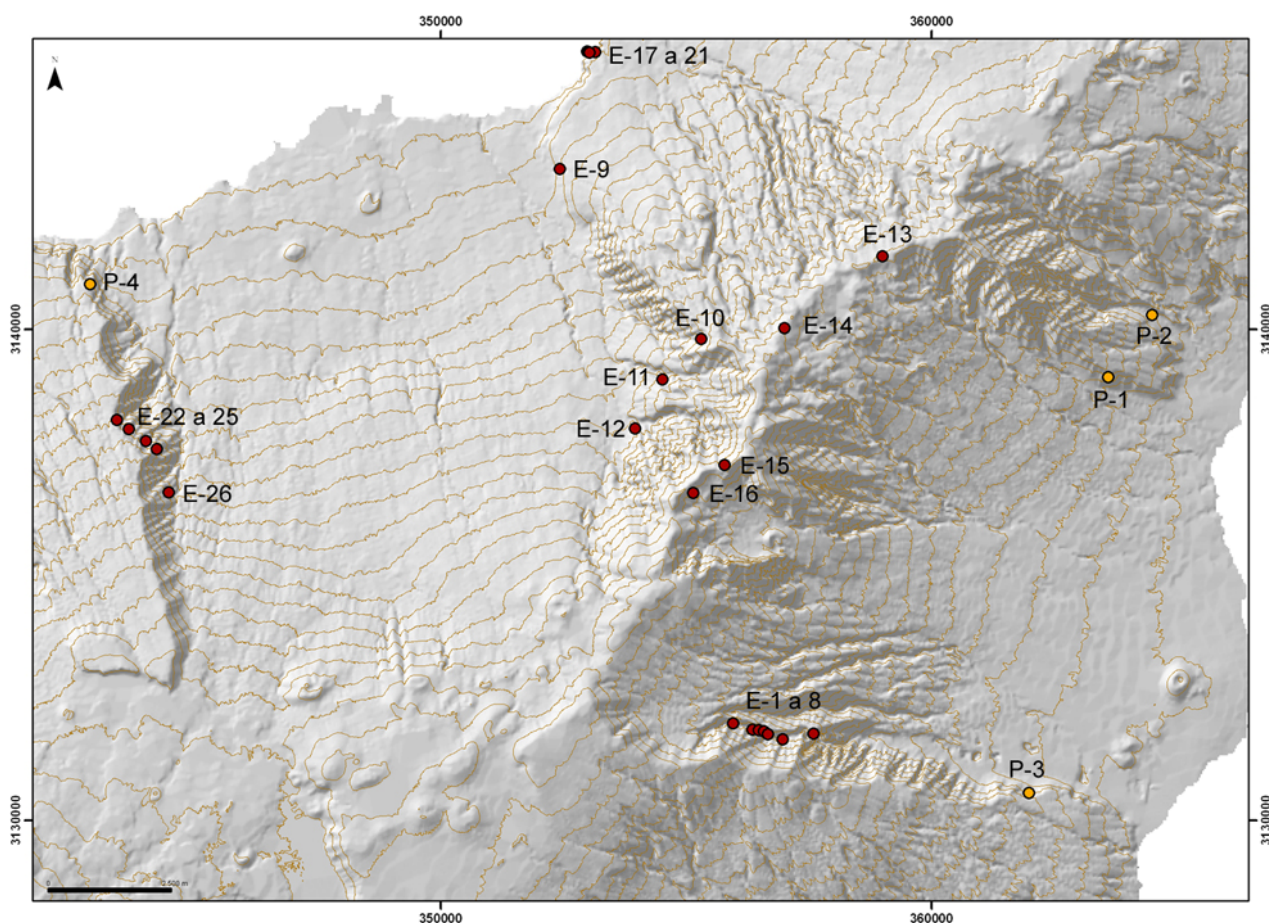


Figura 6.1. Localización de las estaciones geomecánicas (E) y los puntos de observación (P) en el escarpe sur de Güímar (E-1 a E-8, P-3), el escarpe norte de Güímar (P-1, P-2), el escarpe de cabecera de Güímar (E-13, E-14), el escarpe este de La Orotava (E-9, E-17 a E-21), el escarpe oeste de La Orotava (E-22 a E-26, P-4) y el escarpe de cabecera de La Orotava (E-10 a E-12, E-15, E-16)

Escarpe sur del valle de Güímar

Se han realizado observaciones y tomado datos de los materiales que forman este escarpe en las siguientes zonas:

- Barranco de Badajoz (estaciones 1, 2-3, 4, 5, 6, 7 y 8).
- Extremo del escarpe cercano a la costa (punto P-3).

Barranco de Badajoz

Se han caracterizado los materiales que forman el Barranco de Badajoz, donde afloran las rocas más profundas y cercanas a la cabecera del valle.

El barranco, de dirección E-W, presenta desniveles de hasta 600 m y pendientes en sus paredes de 35 a 60°. Se encuentra encajado en materiales antiguos (incluidos en la denominada Serie I de la cartografía geológica del IGME, 1978 a y b). A lo largo de una pista de unos 2 km que recorre el fondo del barranco, se han tomado datos y se han realizado las estaciones geomecánicas 1 a 8.

En el fondo del barranco se encuentra la boca de la galería Morro la Habana (cota 1.350 m), perforada en potentes coladas basálticas; en este punto se ha realizado la estación 1. Afloran sucesiones de coladas de potencias métricas (2-3 m) y escorias finas; las coladas están fracturadas, los bloques son menores de 1 m³ (Figura 6.2). En estos niveles del fondo del barranco no aparecen diques, aspecto que contrasta con la abundante presencia de los mismos en los materiales que forman las partes altas de las paredes (Figura 6.3); en este punto, el barranco tiene unos 600 m de profundidad. Sobre los materiales descritos se distinguen sucesiones de coladas, piroclastos y niveles de cenizas; destaca la presencia de una capa de piroclastos, de 10 m de potencia, sin continuidad aparentemente. Estos niveles se ven afectados por un dique de potencia métrica, muy fracturado, buzando unos 40°E.



Figura 6.2. Detalle del grado de fracturación del afloramiento del fondo del Barranco de Badajoz



Figura 6.3. Vista de la parte superior del Barranco de Badajoz en la que destaca la presencia de diques que llegan hasta la parte superior del escarpe (desnivel 600 m)

A medida que se avanza por el fondo del barranco hacia el este, la densidad de los diques aumenta. En la estación 2-3 aparecen dos diques, de 0,8 y 1 m de potencia, buzando unos 60°E. Atraviesan una capa piroclastos (4-5 m) y otra de tobas (1-2 m), situadas una sobre la otra, que buzan ligeramente hacia el E (Figura 6.4).



Figura 6.4. Intrusión de diques en tobas y piroclastos en el Barranco de Badajoz

Los materiales que afloran predominantemente a lo largo de todo el barranco son alternancias de niveles más o menos continuos de coladas basálticas y capas de piroclastos y tobas, aunque también aparecen materiales sin continuidad aparente. Este es el caso de la estación 4, en la que se encuentra un bolsón de basaltos vacuolares de aspecto masivo con resistencia dura-muy dura; la fracturación que presentan es propia del enfriamiento de la colada y no se individualizan bloques de forma regular.

En la estación 5 aparecen superposiciones de coladas basálticas subhorizontales de potencias métricas fracturadas y alteradas atravesadas por diques muy fracturados. Destaca el aspecto escoriaceo de las coladas en algunos sectores lo que las proporciona un aspecto caótico. En las superficies de las coladas se pueden distinguir formas cordadas características de coladas tipo pahoe-hoe.

En las estaciones 6 y 7 aparecen alternancias de coladas basálticas y capas de piroclastos de potencias métricas, subhorizontales y continuas (Figura 6.5). Se encuentran intruídas por numerosos diques fracturados y verticalizados que llegan a las partes superiores de los escarpes. En la estación 7 predominan los niveles de piroclastos sobre las coladas.



Figura 6.5. Sucesiones métricas y continuas de coladas y piroclastos basálticos intruídas por diques en el Barranco de Badajoz

En la estación 8 (Figura 6.6) se suceden niveles de tobas (3-4 m), coladas escoriaceas basálticas (0,5-1 m) y capas de piroclastos (0,5-1 m). Las tobas (localizadas en la parte baja) están formadas por piroclastos de distinta composición compactados y consolidados muy erosionados y alterados por la acción de las aguas torrenciales que suele

canalizar el barranco), en ellas destacan pequeñas fallas de asentamiento. Las coladas presentan aspecto escoriáceo y están fracturadas y alteradas. Estos materiales buzan ligeramente hacia la salida del barranco (dirección este).



Figura 6.6. Alternancia de coladas escoriáceas y piroclastos intruidos por diques en el Barranco de Badajoz (ventana 12 x 6 m)

En conjunto, se puede concluir que los materiales que afloran en el Barranco de Badajoz están formados por coladas de lavas basálticas fracturadas con niveles de escorias compactadas y capas de piroclastos de potencias métricas, suavemente inclinadas hacia la salida del barranco. Estas formaciones están intruidas por numerosos diques subverticales que llegan hasta las partes superiores del barranco. La densidad media de diques a lo largo de este tramo del barranco es muy alta, 1-4 diques cada 10 metros.

Extremo del escarpe cercano a la costa

Se han descrito los materiales que afloran a lo largo de la carretera TF-28, que recorre parte del escarpe sur de Güímar entre los kilómetros 28 y 29 (punto P-3), en la zona denominada “La Ladera” (cota aproximada 400 m). A lo largo de este sector afloran materiales basálticos (pertenecientes a la denominada Serie II, IGME, 1978 a y b).

El macizo rocoso en esta zona se caracteriza por una estructura formada por sucesiones de coladas basálticas muy continuas y subhorizontales. Los niveles de escorias disminuyen a lo largo de la carretera en sentido NW hasta prácticamente desaparecer; sin embargo en las partes superiores del escarpe se observa la presencia de cuevas

desarrolladas en los tramos de escorias de las coladas más potentes. Las partes masivas de las coladas están fracturadas a favor de sistemas de discontinuidades ortogonales entre sí, que individualizan bloques más o menos rectangulares, inferiores a un metro cúbico, con lados de 10-90 cm (Figura 6.7). En esta zona la ausencia de diques es significativa.



Figura 6.7. Aspecto de las discontinuidades ortogonales que individualizan bloques regulares en la pared del escarpe sur de Güímar

Escarpe norte del valle de Güímar

Se han realizado observaciones y tomado datos de los materiales que forman este escarpe en las siguientes zonas:

- Zona del escarpe por encima de la población de Araya (punto P-1).
- Barranco Chacorte (punto P-2).
- Zona oriental del escarpe.
- Zona occidental del escarpe.

Zona del escarpe por encima de la población de Araya

Desde la parte alta del caserío de Araya (TF-247) sale un camino que permite acceder a los materiales antiguos (Serie II, según la cartografía IGME, 1978 a y b) que afloran en el escarpe. Entre los materiales observados a lo largo del camino (punto 1) destacan las sucesiones continuas de coladas métricas de traquibasaltos o fonolitas que buzan ligeramente hacia el mar. Las coladas están fracturadas de forma irregular en bloques

inferiores a un metro cúbico. Desde la zona de observación se divisan los basaltos de La Mesa, situados en la parte superior del escarpe (pertenecientes a la denominada Serie III). Están formados por coladas (tipo aa) de 4-8 m de potencia que buzan en el mismo sentido que las coladas inferiores, tienen fracturación por enfriamiento. En los niveles de escorias aparecen cuevas. No se observan diques.

Barranco Chacorte

Se han realizado observaciones en la parte baja del Barranco Chacorte (punto 2), localizado en la zona más oriental del escarpe norte de Güímar, con dirección aproximada NW-SE. En el aparecen coladas basálticas con escorias de potencias métricas (0,6-2 m). Las coladas (de tipo aa) están fracturadas, con disyunción columnar, tamaño de bloques 0,5-1 m³ y discontinuidades onduladas y lisas. En las partes altas de los afloramientos aparecen cuevas y cavidades formadas en los niveles de escorias, de más de 1 m³ de volumen. La ausencia de diques es significativa (Figura 6.8).



Figura 6.8. Afloramiento en el Barranco Chacorte en el que se observan las sucesiones de coladas basálticas con escorias, destacando la presencia de cuevas en las escorias de la parte superior

Zona oriental del escarpe

Se han realizado observaciones a lo largo de la carretera TF-28, que discurre por el escarpe norte de Güímar en su zona oriental (cercana a la costa), en sentido Igueste y Barranco Hondo. Los materiales que afloran, similares a los descritos en el barranco Chacorte, son

sucesiones de coladas basálticas de potencias métricas con escorias. Destaca la presencia de cavidades en los niveles de escorias de las partes superiores y la ausencia de diques.

Zona occidental del escarpe

No ha sido posible realizar observaciones en la zona occidental del escarpe, cercana a la cabecera del valle. Los materiales descritos en la bibliografía en esta zona son sucesiones de coladas de basaltos con escorias y algunos niveles piroclásticos. Estos materiales se encuentran intensamente afectados por la intrusión de diques (Galindo, 2005).

Escarpe de cabecera del valle de Güímar

Se han realizado observaciones y tomado datos de los materiales que forman este escarpe en las siguientes zonas:

- Carretera de La Dorsal (estaciones 13 y 14).
- Carretera de La Dorsal.

La carretera de La Dorsal (TF-24) discurre por las zonas de cabecera de Güímar y La Orotava atravesando materiales predominantemente basálticos de la denominada Serie II (IGME, 1978 a y b). Las estaciones 13 y 14 corresponden a materiales del escarpe de cabecera de Güímar. La estación 15, tomada en esta misma carretera (km 28,5) se describe entre las estaciones del escarpe de cabecera de La Orotava.

En la estación 13 afloran basaltos porfídicos sin estructura aparente, las unidades lávicas se distinguen con dificultad y están intensamente fracturadas. Es de destacar la presencia de fracturas subverticales que se pueden agrupar según dos direcciones predominantes: 340-20° (N-S) y 100-135° (E-W); aparecen fracturas horizontales con escasa continuidad. La matriz rocosa es blanda y está muy meteorizada. No aparecen diques.

En la estación 14 aparecen coladas basálticas con disyunción esferoidal muy marcada, afectadas por familias de fracturas importantes, destacando las verticalizadas, con espaciado de 2-3 metros, por su continuidad a lo largo de todo el afloramiento. La matriz rocosa es dura. No aparecen niveles de escorias ni diques (Figura 6.9).



Figura 6.9. Detalle de coladas basálticas con disyunción esferoidal en la cabecera del valle de Güímar

Si bien en las estaciones realizadas en la carretera de la Dorsal no se aparecen diques, su presencia en el eje de la Dorsal es muy significativa; los diques destacan en el paisaje debido a la erosión diferencial, siendo visibles desde varios miradores (Figura 6.10).

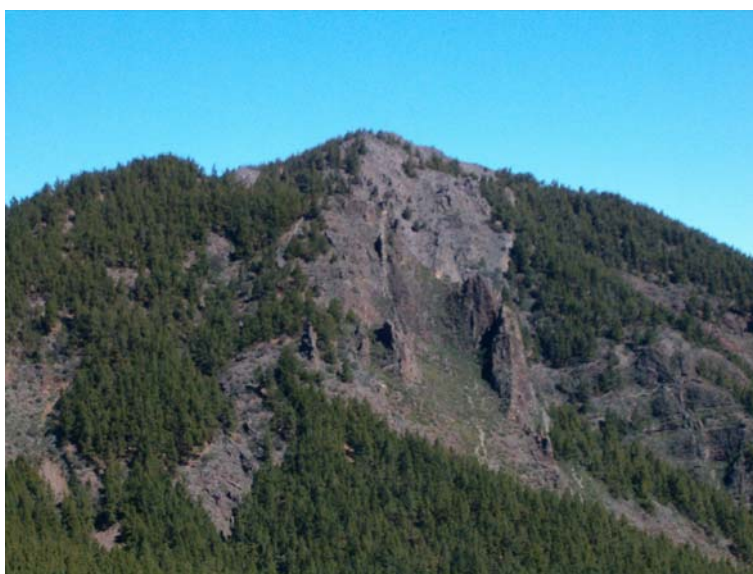


Figura 6.10. Vista, desde el edificio Cho-Marcial, de los diques de la Dorsal NE que han resistido a la erosión

Escarpe este del valle de La Orotava

Se han realizado observaciones y tomado datos de los materiales que forman el escarpe este de La Orotava en las siguientes zonas:

- Carretera TF-21, km 1, junto al “Mirador de Humboldt” (estación 9).
- Barranco de La Plaza, La Quinta, Santa Úrsula (estaciones 17 a 21).

No se ha sido posible realizar observaciones en las partes altas de escarpe por su difícil acceso.

Mirador de Humboldt

Se han descrito los materiales de un pequeño afloramiento en el km 1 de la carretera (estación 9). En este punto afloran materiales antiguos (Serie II según la cartografía IGME, 1978 a y b) constituidos por una alternancia de coladas fracturadas y escorias basálticas. Los basaltos poseen resistencia media y su potencia es variable (0,3-1,5 m). No aparecen diques. Destacan los contactos discordantes a ambos lados del afloramiento con materiales más modernos formados por coladas basálticas (Figura 6.11) por un lado, y depósitos epiclásticos y piroclásticos por el otro (pertenecientes a la Serie III, IGME, 1978 a y b).



Figura 6.11. Discordancia entre las coladas con escorias que afloran en el mirador de Humboldt con las posteriores coladas de relleno del valle de La Orotava

Barranco de la Plaza, Santa Úrsula

Se han caracterizado los materiales que afloran en el barranco de La Plaza, visibles en el camino que parte de la urbanización de La Quinta, Santa Úrsula.

A lo largo de este camino, desde la parte inferior a la superior, se realizaron las estaciones 17 a 21. En todas ellas destaca la continuidad lateral subhorizontal de las coladas y la ausencia de diques. Varía la potencia de las coladas y la proporción de escorias. La composición de las coladas es basáltica exceptuando una colada fonolítica que se encuentra en la parte superior del barranco. La resistencia de la matriz rocosa de los macizos que afloran estos puntos es muy dura.

En la estación 17 afloran coladas continuas subhorizontales de basaltos cristalinos de 4-5 m de potencia, algo meteorizadas, fracturadas en bloques inferiores a un metro cúbico con algunas discontinuidades abiertas; la resistencia de los materiales es muy dura. La colada basáltica de la estación 18 tiene 6 metros de potencia y 1 m de escorias, y posee una marcada disyunción columnar. Las discontinuidades verticales son onduladas y lisas con continuidad de afloramiento y espaciado decimétrico. Destaca una discontinuidad horizontal a 1/3 de la base. Los bloques son inferiores a 1 m³. La matriz rocosa es muy dura. En la estación 19 se suceden coladas basálticas cristalinas y vacuolares de 1,5-2 de potencia con 0,5 m de escorias, predominan las discontinuidades verticales de disyunción columnar, con espaciado de 40-50 cm y continuidad de afloramiento. Los tramos masivos de las coladas son muy duros. Más arriba se encuentra la estación 20 en la que aflora una colada de basaltos afaníticos de 5-7 m de potencia con 70 cm de escorias. Tiene fracturación irregular, destacan tres familias de discontinuidades, una oblicua, una vertical y otra horizontal, con espaciados métricos y decimétricos. Finalmente se haya una colada fonolítica masiva de potencia considerable (40-50 m), concordante con las anteriores y, del mismo modo, horizontal y continua. Su fracturación es escasa e irregular, destaca una familia de discontinuidades oblicua y otra vertical, tienen poca continuidad y espaciados métricos.

Escarpe oeste del valle de La Orotava

Se han realizado observaciones y tomado datos en los materiales que forman parte de este escarpe en las siguientes zonas:

- Zona alta del escarpe.
- Zona media del escarpe (estaciones 22 a 26).
- Zonas bajas del escarpe, cercanas a la costa (punto 4).

Este escarpe lateral está formado por materiales del Macizo de Tigaiga, caracterizado por la gran diferenciación de los materiales volcánicos y una amplia variación composicional que incluye términos ácidos y básicos (IGME, 1984).

Zona alta del escarpe

Para realizar las observaciones de esta zona se siguió la pista que sale desde la carretera que baja del Portillo (TF-21) y atraviesa lavas de relleno que provienen de los volcanes Montaña Blanca (traquitas) y Montaña Rajada. Este camino esta cubierto por intensa vegetación, dificultando las observaciones. Según la cartografía (IGME, 1984) en esta zona afloran coladas de basaltos, traquibasaltos y fonolitas del Edificio Cañadas (pertenecientes a la denominada Serie II). No se observan diques.

Zona media del escarpe

Las estaciones 22 a 26 se han realizado en la pista que, partiendo del área recreativa Chanagiga, cerca del pueblo de Las Llanadas, atraviesa el macizo de Tigaiga. Este trayecto permite reconocer todas las unidades descritas en la cartografía en la zona media del escarpe.

En primer lugar se diferencian las estaciones 22, 23 y 24, situadas en la parte superior del macizo de Tigaiga, incluidas en la cartografía (IGME, 1984) en una misma unidad constituida por coladas traquibasálticas con intercalaciones de basaltos y fonolitas. En la estación 22 (Figura 6.12) afloran sucesiones de coladas de basaltos vacuolares con escorias buzando suavemente (8°) hacia el norte. Las potencias de las coladas van de 30 cm a 2 m, encontrándose proporciones semejantes de escorias. Las coladas tienen fracturación irregular, predominan las discontinuidades verticales. Su resistencia es muy dura, los valores de resistencia varían en función de la cantidad de vacuolas. Se observan algunas superficies cordadas. En la estación 23, situada a 400 m de la anterior, se haya una colada fonolítica de 7-8 m de potencia, cuya escoria es inferior a 50 cm. Esta colada se sitúa, prácticamente horizontal, sobre una capa de piroclastos, posee discontinuidades irregulares, onduladas y lisas, propias del flujo de la colada, y su resistencia es muy dura. La composición de las coladas es de nuevo fonolítica en la estación 24, en donde afloran con potencia de 3-4 m (tramo masivo) y escorias de 2-3 m, subhorizontales y continuas con fracturación irregular. Los bloques son de tamaño inferior a 1 m^3 , presentan discontinuidades onduladas y lisas, con un espaciado de 30-40 cm.



Figura 6.12. Sucesión de coladas basálticas con escorias localizadas en la zona media del escarpe oeste de La Orotava

La estación 25 destaca por la intensa fracturación de los materiales (Figura 6.13). Los bloques de esta colada fonolítica, de más de 3 m de potencia, son de pequeño tamaño, la dimensión de uno de sus lados es mucho menor que la de los otros dos, tienen <60 cm de dimensión máxima. La resistencia de la matriz rocosa es muy dura. Esta estación se localiza en la unidad formada por coladas de fonolitas y fonolitas máficas, dentro del grupo Guajara y Edificio La Pilas, que destaca por su continuidad en la cartografía MAGNA (IGME, 1984).



Figura 6.13. Detalle de la intensa fracturación y del tamaño de los bloques de la colada fonolítica con disyunción radial en el escarpe oeste de La Orotava

Finalmente, en la estación 26, situada en la parte inferior de las formaciones atravesadas, forma parte del grupo de las Series Cañadas Intermedias (IGME, 1984). En ella afloran sucesiones de coladas de basaltos vacuolares tipo pahoehoe, de menos de 1 m de potencia, con escorias. Las coladas están fracturadas de forma irregular, las discontinuidades no tienen continuidad, los bloques tienen 30 cm a 2 m de lado. Los niveles de escorias y los tramos masivos de las coladas se superponen de forma irregular, de forma que resulta difícil distinguir la continuidad lateral de una colada masiva en particular.

Zonas bajas del escarpe, cercanas a la costa

Dentro de las observaciones realizadas en la parte norte del Macizo de Tigaiga (punto P-4), a lo largo de la carretera de Realejo Alto a Icod el Alto (TF-342), cabe destacar la presencia de importantes volúmenes de materiales sueltos provenientes del propio escarpe y conos de deyección. Pasados dichos derrubios, afloran coladas de fonolitas, tobas pumíticas y coladas traquibasálticas con intercalaciones de basaltos y fonolitas (éstas últimas son las mismas que afloran en las estaciones 22, 23, 24). Algunas coladas presentan buzamiento subhorizontal y una marcada disyunción columnar; un buen ejemplo lo constituye la potente colada (4-5 m) que se encuentra cerca del mirador de El Lance (Figura 6.14). Se ha

observado cierta fracturación preferente en el macizo paralela al escarpe, dirección N-S, que se encuentra acentuada en determinados sectores. En esta zona no aparecen diques.



Figura 6.14. Aspecto de una colada traquibasáltica de 4-5 m de potencia en el macizo de Tigaiga en la que destaca su marcada disyunción columnar

Escarpe de cabecera del valle de La Orotava

Se han realizado observaciones y tomado datos de los materiales que forman este escarpe en las siguientes zonas:

- Zona de Los Órganos (estaciones 10, 11 y 12).
- Carretera de La Dorsal (estaciones 15 y 16).

Zona de Los Órganos

Se han reconocido los materiales que afloran a lo largo de la pista que recorre la parte inferior de Los Órganos, partiendo de la zona recreativa de “La Caldereta”, en las inmediaciones de Aguamansa (TF-21). En ella se han realizado las estaciones 10, 11 y 12 y otras observaciones.

En la estación 10 afloran coladas y piroclastos basálticos muy meteorizados afectados por un dique subvertical de 30 cm de potencia fracturado. Se han medido varios diques en un afloramiento a pocos metros de distancia (Figura 6.15); sus potencias varían

de 60 cm a 2,5 m, predominando las direcciones 40-45°. La densidad de diques es muy alta, 1 dique cada 10 metros.



Figura 6.15. Detalle de un dique intensamente fracturado en la zona de Los Órganos

En la estación 11 se han diferenciado depósitos epiclásticos (brechas) y piroclastos. Las brechas constituyen una unidad muy potente (7-8 m) que engloba en una matriz arenosa bloques angulosos de hasta 40 cm de diámetro. Los niveles de piroclastos se encuentran buzando hacia el NE.

La alteración y meteorización en esta zona es muy intensa. La estación 12 destaca por la intensidad de estos procesos que han provocado que sólo se distingan los diques. Las rocas encajantes están intensamente alteradas. Los diques aparecen muy fracturados, son subverticales (60-85°), con potencias de 50 cm a 1,5 m, predominando las direcciones 40-45° y 100-120°.

Carretera de La Dorsal

Se han realizado observaciones en la carretera de La Dorsal (TF-24), en la estación 15 (km 28,5).

En este afloramiento aparecen coladas de basaltos masivos buzando unos 20°E a lo largo varias decenas de metros, y destaca la presencia de un pitón sálico a cuyo lado afloran coladas escoriaceas y piroclastos, de hasta 3 metros de potencia, buzando en el mismo sentido. Existe una densa red de diques con potencias métricas afectando al

conjunto, estimándose una densidad de 1 dique cada 10 metros, con buzamientos de 20° a 40°E (Figura 6.16).



Figura 6.16. Sucesiones de potentes capas de piroclastos en la carretera de la Dorsal

La estación 16 se ha realizado en el interior del edificio Cho-Marcial siguiendo la pista que sale de la TF-24 en el km 30. En las paredes de este edificio volcánico afloran coladas de composición basáltica intensamente fracturadas y alteradas, afectadas por la intrusión de diques subverticales fracturados también. El tamaño de los bloques es inferior a un metro cúbico. En la pared del cráter se distinguen varios diques muy fracturados (Figura 6.17).



Figura 6.17. Detalle del macizo rocoso en contacto con un dique fracturado en el interior del edificio Cho-Marcial

6.1.2. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LOS MATERIALES ATRAVESADOS POR LAS GALERÍAS

En la isla de Tenerife existen más de 1.050 galerías, perforadas desde mediados del siglo XIX en busca de aguas subterráneas. Dada la escasez de aguas superficiales, Tenerife depende, casi exclusivamente, del agua subterránea para cubrir sus necesidades de abastecimiento. El tipo de captación dominante es la galería horizontal de unos 2 x 2 m de sección. El alumbramiento de agua tiene lugar cuando el frente de la galería intersecta la superficie freática y normalmente se sigue avanzando dentro de la zona saturada hasta obtener el caudal conveniente. Como la recarga natural es insuficiente para compensar el agua drenada, la superficie freática tiende a ir retrocediendo gradualmente y es necesario seguir reperforando para mantener el volumen de las extracciones. En total las galerías suman más de 1.600 kilómetros perforados, aunque muchas de ellas nunca fueron productivas o quedaron fuera de uso.

Los trabajos realizados en el interior de las galerías se encuentra irremediablemente limitados por varios factores. En primer lugar, la visita depende de que la galería no esté abandonada, que no sea peligrosa, que el mantenimiento y la ventilación sean óptimos, y que se puedan obtener los permisos necesarios. Por otra parte, las observaciones que se realizan su interior están limitadas a su vez por el escaso tiempo que se puede permanecer en su interior, la ausencia de luz, las temperaturas elevadas, el alto grado de humedad, la presencia de gases peligrosos, los goteos o chorros de agua, el espacio restringido, etc.

Superando estas limitaciones, los trabajos se han centrado en la observación e identificación de los materiales que afloran en las galerías y en la determinación de sus características. En particular, se han tomado datos sobre las litologías dominantes así como el número y la orientación de diques y fracturas singulares. En las paredes de las galerías aparece indicada la distancia a bocamina cada 100 m, lo que facilita la toma de datos en su interior.

A continuación se describen las principales características de las galerías visitadas, destacando los aspectos de especial interés. En el Anexo II se detallan las observaciones realizadas en las galerías y se incluyen las fotografías tomadas en su interior. Los datos obtenidos se han recopilado en fichas, incluidas también en dicho Anexo, en donde se resumen y representan las características generales dada tramo.

En las campañas de campo se visitaron varias galerías, en nueve de ellas fue posible realizar observaciones de detalle. Dichas galerías se sitúan en las siguientes zonas:

Valle de Güímar:

- Cabecera (galerías Cueva de las Colmenas, El Aderno, El Drago y Barranco de Amance).
- Escarpe sur (galería San José).

Valle de La Orotava:

- Cabecera (galería Montaña Blanca, La Pasada de Montelongo y Pino Soler).
- Fondo del valle (galería Bolaños).

Las galerías visitadas tienen de 1,5 a 6 km de longitud. Su bocamina se localiza a alturas de 500-1.500 m y a distancias de la costa de 4,3-8,5 km. Las características generales de cada una de ellas se han recogido en la Tabla 6.1. El trazado de las mismas se ha representado en la Figura 6.18.

Tabla 6.1. Localización y datos de las galerías visitadas

Localización	Galería	Coordenadas x, y (UTM) de la bocamina	Cota de la bocamina (m)	Distancia al mar (km)	Longitud total de la galería (m)	Longitud visitada (m)*
Cabecera del valle de Güímar	Cueva de Las Colmenas	361129 3136822	510	4,6	3.800	3.025
	El Aderno	361129 3136822	870	6,5	2.618	1.470
	El Drago	358924 3136597	770	6,8	3.155	3.040
	Barranco de Amance	358479 3136787	905	7,3	3.325	3.325
Escarpe sur del valle de Güímar	San José	358515 3129649	1.117	5,6	6.218	6.218
Cabecera del valle de La Orotava	Montaña Blanca	351014 3135952	1520	8,5	4.000	4.000
	La Pasada de Montelongo	353069 3139002	920	5,7	3.099	1.750
	Pino Soler	349984 3137252	1.150	7,3	4.830	4.830
Valle de La Orotava	Bolaños	349899 3139992	485	4,3	1.680	1.550

(*no ha sido posible alcanzar el frente en todos los casos debido a las malas condiciones de algunas de las galerías)

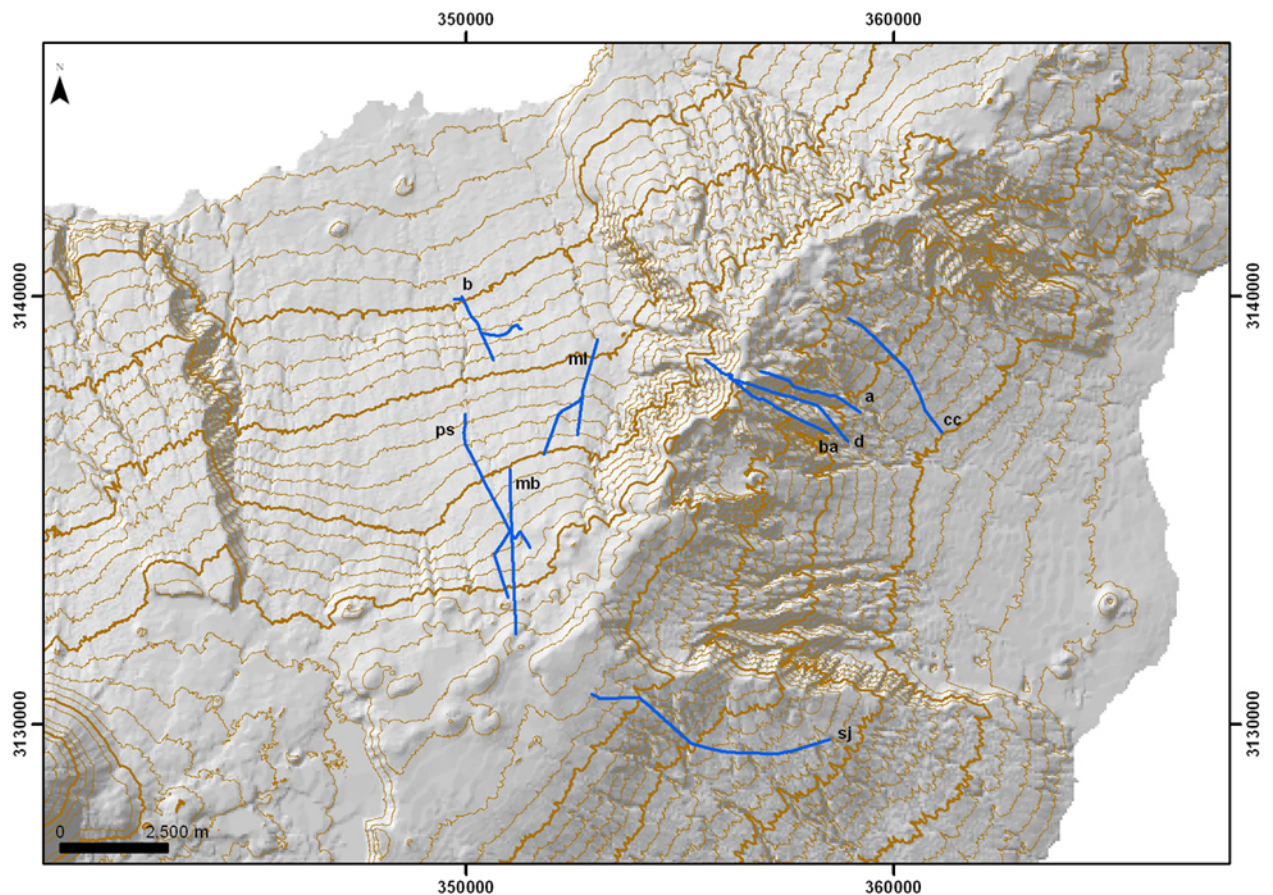


Figura 6.18. Localización de las galerías visitadas: Cueva de las Colmenas (cc), El Aderno (a), El Drago (d), Barranco de Amance (ba), San José (sj), Montaña Blanca (mb), Pasada de Montelongo (ml), Pino Soler (ps) y Bolaños (b)

En la mayoría de las galerías visitadas aparece “mortalón”. Este término se emplea en las siguientes descripciones haciendo referencia a materiales formados por una matriz areno-arcillosa que engloba bloques de distinto tamaño y composición diversa cuyo origen ha sido atribuido a los depósitos de los deslizamientos (Navarro y Coello, 1989). Esta formación se describe en detalle en el Apartado 6.2.

Cabecera del valle de Güímar

Galería Cueva de las Colmenas

La galería Cueva de las Colmenas se encuentra en la cabecera del Valle de Güímar, emboquillada en el barranco Cueva de las Colmenas a 510 m de altura y 4,6 km de distancia de la costa. Tiene 3.800 m de longitud, de los que se visitaron 3.025 m.

Los materiales atravesados por esta galería se pueden agrupar en dos tramos principales separados por “mortalón”. El “mortalón” aflora a lo largo de 185 m, entre los 2.200 m y los 2.385 m, buzando suavemente hacia bocamina (15°) (Figura 6.19). El final del

afloramiento de estos materiales (a 2.385 m) está marcado por un contacto discordante vertical y una zona de fracturación muy intensa.



Figura 6.19. Contacto entre el “mortalón” (arriba) y una colada basáltica en la galería Cueva de las Colmenas (a 2380 m de distancia a bocamina)

La primera parte de esta galería está ocupada por coladas basálticas con escorias, cuya compactación aumenta con la distancia a la boca. Esta zona se caracteriza por la ausencia de fracturas y diques.

En la segunda parte, pasado el “mortalón”, afloran coladas basálticas alteradas y algunas capas de piroclastos de potencias métricas. Las coladas están fracturadas, destacando la presencia de importantes fracturas verticales con estrías. La intrusión de diques en esta zona es intensa o muy intensa (hasta más de 10 diques cada 100 m) y aumenta con la distancia a bocamina. A lo largo de este tramo (de 625 m de longitud) se han contabilizado al menos 54 diques y 13 fracturas singulares, siendo la principal dirección de ambos perpendicular al trazado de la galería (N45E). Las fracturas y los diques están frecuentemente asociados a importantes flujos de agua.

Galería El Aderno

La galería El Aderno se encuentra en la cabecera del valle de Güímar, emboquillada en el barranco de Piedra Cumplida a 870 m de altura y 6,5 km de la costa. Tiene 2.618 m de longitud aunque solo fue posible entrar 1.470 m dadas las malas condiciones en las que se encuentra.

La galería atraviesa coladas basálticas con escorias hasta los 1.220 m. Las escorias son abundantes y presentan bajo grado de compactación; esto hecho hace que en los tramos de escorias se hayan formado grandes cavidades.

A los 1.220 m de distancia a bocamina aparece “mortalón”, que continúa hasta donde alcanzan las observaciones realizadas. En la zona en la que aflora “mortalón” las condiciones de estabilidad de las paredes de la galería son muy malas y hay numerosos derrumbes.

A lo largo de la galería se contabilizaron 12 diques, 9 de los cuales atraviesan el “mortalón” (Figura 6.20); el resto antes de llegar a él. Las direcciones de los diques se encuentran entre los 0 y los 90°, siendo el valor medio N57E. Estas direcciones son representativas de los procesos de intrusión posteriores al depósito del “mortalón”, y afectan a materiales más modernos. No destacan tramos con fracturación intensa ni se observaron fracturas singulares.



Figura 6.20. Aspecto de un dique sin fracturar en atravesando “mortalón” en la galería El Aderno (a 1.225 m de distancia a bocamina)

Galería El Drago

La galería El Drago se encuentra en la cabecera del Valle de Güímar, emboquillada en el barranco de Amance a 770 m de altura y a 6,8 km de distancia de la costa. Tiene 3.155 m de longitud, de los que se visitaron 3.040 m.

Al igual que la galería Cueva de las Colmenas, los materiales que afloran en esta galería pueden dividirse en dos tramos principales separados por “mortalón”. Sin embargo, en ésta galería el “mortalón” aflora en dos tramos separados 375 m por una colada basáltica fracturada. El primer tramo de “mortalón” se atraviesa a lo largo de 585 m (de 1.335 m a 1.920 m) y el segundo a lo largo de 365 m (de 2.295 a 2.660 m).

En la primera parte de la galería (0-1.335 m) afloran coladas basálticas con escorias y no aparecen ni diques ni fracturas singulares.

A partir de los 2.660 m las coladas basálticas están muy alteradas y fracturadas (Figuras 6.21 y 6.22). Este tramo se encuentra afectado por intrusión de diques y fracturas importantes asociadas a caudales de agua.



Figura 6.21. Vista de la galería El Drago en una zona intensamente fracturada (a 2.750 m de distancia a bocamina)



Figura 6.22. Detalle de un dique con flujo de agua y alteración hidrotermal en la galería El Drago (a 3.000 m de distancia de bocamina)

A lo largo de la galería se han contabilizado 44 diques: 13 atraviesan el primer tramo de “mortalón”, 7 el segundo, 8 la colada que se encuentra entre ambos, y 16 el tramo más profundo. Las direcciones se encuentran entre los 0 y 75°.

Analizando las direcciones de los diques “pre-mortalón” (aquellos que afectan a los materiales que están en el tramo más profundo) y “post-mortalón” (aquellos que atraviesan tanto el “mortalón” como los materiales localizados por encima) se aprecia un cambio en la orientación; en el primer caso predomina la dirección norte (N-NE) y en el segundo la dirección este (E-NE).

A lo largo de la galería se han identificado 30 fracturas singulares con dirección NE. Del mismo modo que en el caso de los diques, la tendencia “pre-mortalón” es norte (N-NE) y “post-mortalón” este (E-NE).

Galería Barranco de Amance

La galería Barranco de Amance se encuentra en el Valle de Güímar, emboquillada en el barranco que lleva su mismo nombre, a 905 m de altura a 7,3 km de la costa. Tiene 3.325 m de longitud; se llegó hasta el frente.

En los primeros tramos, la galería atraviesa sucesiones de coladas basálticas afaníticas, predominando el tipo aa con gran volumen de escorias sueltas. También se distinguen, en menor proporción, coladas pahoe-hoe. A los 550 m hay un almagre a partir del cual predominan los basaltos cristalinos con olivino, augítas e incluso plagioclasas visibles.

En esta galería destaca la presencia de diques y fracturas a partir de los 1.300-1.500 m. El primer dique aparece a los 600 m, sin embargo es a partir de los 1.300 m cuando la intrusión es más intensa (>4 diques a lo largo de 100 m de distancia). Las coladas que predominan a lo largo de la galería siguen estando formadas por basaltos cristalinos pero a estas profundidades están muy alteradas y no es posible apreciar su estructura. Destaca la presencia de dos zonas con fracturación intensa, siendo frecuentes las fracturas singulares y la intrusión de diques (Figura 6.23). En la primera, entre los 1.900 m y los 2.600 m, se han observado varias fallas normales buzando hacia bocamina. Por otra parte, en la zona más profunda, localizada entre los 3.100 m y 3.325 m, además de fracturas importantes (Figuras 6.24 y 6.25), se han observado fallas normales buzando hacia el frente.

A lo largo de esta galería se contabilizaron 90 diques, con direcciones entre 0 y 65° (43° valor medio) y 37 fracturas singulares con direcciones de 20°, 50°-55° y 60-65°. En esta galería no aflora “mortalón” (este hecho llama la atención ya que se encuentra muy próxima a las galerías El Drago y El Aderno en las que afloran tramos importantes del mismo).



Figura 6.23. Aspecto de un dique asociado a una fractura con flujo de agua y alteración hidrotermal en la galería Barranco de Amance (a 3.295 m de distancia de bocamina)



Figura 6.24. Fractura abierta en la galería Barranco de Amance (a 3.125 m de distancia de bocamina)



Figura 6.25. Vista de una fractura con flujo de agua en la galería Barranco de Amance (a 3.127 m de distancia de bocamina)

Escarpe sur del valle de Güímar

Galería San José

La galería San José se encuentra en el escarpe sur del valle de Güímar, emboquillada a 1.117 m de altura y 5,6 km de la costa. Su longitud actual es de 6.218 m, se llegó hasta el frente.

La galería atraviesa principalmente coladas basálticas con escorias. Destaca la presencia de varios tramos en los que afloran piroclastos a lo largo de más de 10 metros (Figura 6.26). Las escorias de las coladas en las zonas próximas a bocamina (<1.000 m) están sueltas y poco compactadas, con cavidades y cuevas (Figura 6.27). Con la distancia a bocamina las escorias están más compactadas y alteradas y apenas se distinguen.

A lo largo de esta galería se contabilizaron 59 diques, el primero a los 850 m. Sin embargo es a partir de los 3.200 m cuando la densidad de la intrusión aumenta, aunque es poco intensa (<4 diques cada 100 m). Las direcciones predominantes de los diques son N-S y N20E. Esta orientación, contrasta de manera importante con las observadas en las galerías de la cabecera del valle (esta dirección ha sido interpretada por J.M. Navarro como una de las tres direcciones estructurales asociadas al Edificio Arafo).

Únicamente se contabilizaron 4 fracturas singulares a lo largo de la galería. Destacan algunos tramos fracturados próximos al frente a partir de los 5.500 m. Sin embargo la ausencia de fracturación es notable.



Figura 6.26. Sucesión de capas de piroclastos de distinta composición en la galería San José (a 2.350 m de distancia de bocamina)



Figura 6.27. Cavidades en los tramos de escorias en la galería San José (a 600 m de distancia de bocamina)

Cabecera del valle de La Orotava

Galería Montaña Blanca

La Galería Montaña Blanca está en el Valle de La Orotava, su bocamina se encuentra a 1.520 m de altura y dista 8,5 km de la costa. Tiene 4.000 m de longitud, se pudo llegar hasta el frente.

Hasta los 2.100-2.400 m se suceden coladas con escorias y varios niveles de piroclastos, buzando hacia el norte (Figura 6.28). La longitud de los tramos de escorias es frecuentemente superior a la de los tramos masivos de las coladas. En las partes cercanas a bocamina las escorias están muy sueltas y la galería está reforzada con cerchas. A partir de los 2.100-2.400 m de distancia a bocamina las escorias de las coladas están más compactadas y alteradas. La presencia de piroclastos sigue siendo importante.

El primer dique aparece a los 1.500 m, pero es a partir de los 2.100 m cuando su densidad aumenta, destacando de manera importante la zona localizada en la parte más profunda de la galería (3.600-4.000 m) donde la densidad de intrusión de diques es muy alta (de 9 a 24 diques a lo largo de 100 m de distancia), coincidiendo con una zona de fracturación muy intensa.

La galería atraviesa “mortalón” a lo largo de 60 m, de 3.525 a 3.465 m. Sobre él aparecen niveles de gravas de tamaño decimétrico y centimétrico y niveles de arenas que parecen corresponder a depósitos de flujo buzando hacia bocamina.

A lo largo esta galería se han contabilizado 75 diques, con dirección media de 60°. Son frecuentes los pitones y conductos de alimentación que se atraviesan a lo largo de varias decenas de metros, hasta 30 m (p.e. tramos de 2.700-2.800 m, 3.300-3.400 m, 3.500-3.600 m, 3.800-3.900 m).

Los materiales atravesados por esta galería corresponden en su mayor parte al relleno del valle, por lo que estas direcciones de los diques son representativas de las fases de intrusión posteriores al deslizamiento de La Orotava.



Figura 6.28. Niveles de piroclastos sobre escorias en la galería Montaña Blanca (a 1.200 m de distancia de bocamina)

Galería La Pasada de Montelongo

La galería La Pasada de Montelongo se encuentra en el valle de La Orotava, su bocamina se localiza a 920 m de altura y a 5,7 km de distancia del mar. Las observaciones se realizaron en el ramal occidental, que tiene una longitud de 3.050 m, llegándose hasta el frente.

En esta galería destaca la presencia de “mortalón” a lo largo de varios tramos. Desde bocamina hasta el primer tramo de “mortalón” afloran principalmente sucesiones de coladas con escorias.

El primer tramo en que aflora “mortalón” es el de menor extensión (1.439 a 1.455 m), una vez pasado éste destaca una zona de fracturación importante (entre 1.455 y 1.560; Figura 6.29) en que la intrusión de diques es muy intensa (más de 10 diques a lo largo de 100 m). El siguiente tramo de “mortalón” aflora a lo largo de 126 m (de 1.564 a 1.700 m), buza en sentido contrario al anterior (hacia bocamina; Figura 6.30) y está atravesado por una colada basáltica (posiblemente canalizada por un barranco) entre los 1.590 y 1.600 m. El tercer tramo aflora a lo largo de 323 m (de 2.192 a 2.515 m); a lo largo de este tramo, en el techo de la galería, es visible el contacto ondulado con una colada. Separado por coladas con escorias se encuentra el último tramo de “mortalón” que aflora a lo largo de 420 m (de 2.630 a 3.050 m, frente de la galería); el techo de esta unidad (2.630 m) buza hacia bocamina, el contacto localizado a 3.050 m es vertical.



Figura 6.29. Detalle de un dique intensamente fracturado en la galería La Pasada de Montelongo (a 1.455 m de distancia de bocamina)



Figura 6.30. Contacto del "mortalón" (arriba) con una colada basáltica, buzando hacia el frente de la galería La Pasada de Montelongo (a 1.564 m de distancia de bocamina)

Galería Pino Soler

La galería Pino Soler se encuentra en el valle de La Orotava, su bocamina se encuentra a 1.150 m de altura y a unos 7,3 km de distancia de la costa. La longitud de esta galería es de 4.830 m.

Debido a las malas condiciones de esta galería se realizaron observaciones generales y únicamente fue posible tomar medidas en algunos puntos de interés.

Los materiales atravesados por esta galería se pueden agrupar en varios tramos principales. Desde la bocamina hasta los 3.010 m de distancia afloran sucesiones de coladas con escorias. Bajo éstas se halla un primer tramo de “mortalón” de 258 m (de 3.010 m a 3.268 m). Separado de éste por un nivel de piroclastos y una colada basáltica, aflora un segundo tramo a lo largo de 109 m (de 3.361 a 3.470 m).

A partir de esta distancia la intrusión de diques, la fracturación y la alteración aumentan de manera notable. Se han diferenciado tres tramos en función de la densidad de intrusión de diques: de 3.470 a 3.800 m la intrusión es menos intensa (3-4 diques cada 100 m), de 3.800 m a 4.000 m es intensa (entre 5 y 10 diques cada 100 m) y de 4.000 m hasta el frente (4.830 m) es muy intensa (más de 10 diques cada 100 m). En este último tramo las coladas están muy alteradas y fracturadas, destacando la presencia de planos de rotura importantes (Figura 6.31). Destaca el goteo constante y el flujo de agua es frecuente en el techo de la galería. Esta galería esta sostenida con cerchas para evitar derrumbes.



Figura 6.31. Vista de un tramo de la galería Pino Soler en el que afloran coladas masivas, alteradas, fracturadas e intruidas por diques (a 4.400 m de distancia de bocamina)

Fondo del valle de La Orotava

Galería Bolaños

La galería Bolaños se encuentra en fondo del valle de La Orotava, su bocamina se encuentra a 485 m de altura y 4,3 km de la costa. La galería se divide en dos ramales a los 990 m de distancia de la boca. Las observaciones se realizaron en el ramal de la derecha (según se entra), hasta los 1.550 m de longitud debido a la falta de oxígeno.

En primer lugar se atraviesan sucesiones de coladas fundamentalmente basálticas y algunas capas de pómez. A los 990 m de distancia a bocamina afloran los depósitos de “mortalón” que predomina hasta los 1.150 m. En él se pueden diferenciar varias unidades;

en la primera destacan los bloques estirados y aplastados con estructuras en puzzle, en el siguiente tramo el porcentaje de matriz es elevado y en el último tramo, separado del anterior por una colada basáltica, abundan los fragmentos angulosos, algunos de tamaño métrico. Bajo esta unidad se halla una formación constituida por cantos basálticos de tamaño centimétrico. Estos materiales se encuentran en contacto discordante con los materiales piroclásticos que afloran a 1.190 m (Figura 6.32). En las partes más profundas de esta galería destaca la presencia de depósitos de piroclastos (Figura 6.33). Esta galería se caracteriza por ausencia de diques y fracturas singulares.



Figura 6.32. Contacto discordante entre cantos basálticos de tamaño centimétrico y materiales piroclásticos en la galería Bolaños (a 1.190 m de distancia de bocamina)



Figura 6.33. Materiales piroclásticos que afloran en las partes más profundas de la galería Bolaños (a 1.285 m de distancia de bocamina)

6.1.3. SÍNTESIS DE LAS CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS Y GEOMECÁNICAS DE LOS MATERIALES

Materiales de los afloramientos

A partir de los datos y descripciones del Apartado 6.1.1 se pueden establecer las características generales de los macizos rocosos caracterizados en los afloramientos, estableciendo una serie de diferencias claras entre los macizos de las zonas de cabecera de los valles, localizados en La Dorsal, y los macizos que forman los escarpes laterales.

Los escarpes de cabecera y las partes altas de los escarpes laterales se sitúan en la zona del eje de la Dorsal. En esta zona destaca la presencia de numerosos diques verticalizados, en muchos casos fracturados. Los materiales en los que intruyen son diversos, predominando las coladas y los piroclastos. La intrusión de diques y la presencia de diversos tipos de materiales se justifican porque esta zona es el eje principal de salida de los productos volcánicos de la isla y en la que se concentran los centros de emisión.

En las zonas bajas de los escarpes laterales predominan las sucesiones de coladas con niveles de escorias. En estas zonas la ausencia de diques es significativa. En los niveles de escorias superiores es frecuente la presencia de cuevas. Las coladas están fracturadas, fundamentalmente debido a la disyunción columnar que presentan, y buzan suavemente hacia el mar. Estos materiales provienen de los centros de emisión situados en las partes superiores, explicándose así que a estas zonas más bajas los materiales lávicos lleguen en forma de coladas y estén dispuestas prácticamente en horizontal.

Las clasificaciones geomecánicas permiten caracterizar los macizos rocosos a partir de datos de afloramiento. En este apartado se presentan los resultados de la aplicación de las clasificaciones RMR (Beniaswki, 1989) y GSI (Hoek y Brown, 1997) en los macizos rocosos de las estaciones geomecánicas realizadas.

La clasificación RMR tiene en cuenta la resistencia uniaxial de la matriz rocosa, el grado de fracturación en términos de RQD, el espaciado y las condiciones de las discontinuidades, y las condiciones hidrogeológicas. Por otra parte, el índice GSI evalúa la calidad del macizo en función del grado y las características de la fracturación, estructura geológica, tamaño de los bloques y alteración de las discontinuidades.

Los valores de RMR obtenidos para los tramos masivos de coladas varían entre 47 y 82, siendo el valor medio para las estaciones realizadas de 68.

A continuación se resumen las características generales de cada uno de los aspectos considerados en la clasificación RMR en el caso de los macizos rocosos de las estaciones geomecánicas realizadas (ver detalles en Anexo I). En la Tabla 6.2 aparecen sombreados los valores más frecuentes obtenidos en cada campo.

1. En general, la resistencia de la matriz es dura-muy dura (50-250 MPa), aunque la alteración puede hacer que disminuya notablemente.
2. En función del grado de fracturación, los macizos tienen una calidad aceptable-buena (RQD 50-90%), exceptuando los casos de coladas escoriáceas, coladas

muy fracturadas o coladas fonolíticas con disyunción radial, donde la calidad es pobre-muy pobre (RQD <25-50%).

3. Las diaclasas están moderadamente juntas-separadas (0,2-2 m), exceptuando casos como los anteriores, en los que están juntas (0,2-0,06 mm).
4. La continuidad media de las discontinuidades es baja (1-3 m).
5. Las discontinuidades están cerradas, parcialmente abiertas o abiertas (0,1-5 mm), son onduladas o ligeramente rugosas, no tienen relleno y la alteración varía, de inalterada a moderadamente alterada.
6. Los macizos rocosos presentan diversas condiciones hidrogeológicas siendo la predominante en los casos observados el estado seco o ligeramente húmedo.

Tabla 6.2. Clasificación geomecánica RMR (Bieniawski, 1989), en sombreado aparecen las valoraciones medias obtenidas en el análisis de las estaciones geomecánicas realizadas y en negrita valores más representativos de los macizos estudiados

1	Resistencia de la matriz rocosa (MPa)	Ensayo de carga puntual (MPa)	>10	10-4	4-2	2-1	Compresión Simple		
		C. Simple (MPa)	>250	250-100	100-50	50-25	25-5	5-1	<1
	Puntuación		15	12	7	4	2	1	0
2	RQD		100-90	90-75	75-50	50-25	<25		
	Puntuación		20	17	13	8	3		
3	Separación entre diaclasas (m)		>2	2-0,6	0,6-0,2	0,2-0,06	<0,06		
	Puntuación		20	15	10	8	5		
4	Estado de las discontinuidades	Longitud de la discontinuidad (m)	<1	1-3	3-10	10-20	>20		
		Puntuación	6	4	2	1	0		
		Abertura (mm)	Nada	<0,1	0,1-1	1-5	>5		
		Puntuación	6	5	3	1	0		
		Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Ondulada	Suave		
		Puntuación	6	5	3	1	0		
		Relleno (mm)	Ninguno	Relleno duro <5	Relleno duro >5	Relleno blando <5	Relleno blando >5		
		Puntuación	6	4	2	2	0		
		Alteración	Inalterada	Ligeramente alterada	Moderadamente alterada	Muy alterada	Descompuesta		
		Puntuación	6	5	3	1	0		
5	Agua freática	Estado general	Seco	Ligeramente húmedo	Húmedo	Goteando	Fluyendo		
	Puntuación		15	10	7	4	0		

Las puntuaciones obtenidas en esta clasificación, a partir de los resultados representados en la Tabla 6.2, proporcionan valores del índice RMR entre 57 y 80, considerando 68 como valor medio representativo. Estos valores corresponden a macizos rocosos de la clase II y III (calidad media - buena).

El índice GSI se ha aplicado en los tramos masivos de las coladas, en las escorias de las coladas y en los piroclastos. En la Figura 6.34 se han representado los resultados. Según esta clasificación:

- Los tramos masivos de las coladas presentan superficies rugosas o suaves y están ligera o moderadamente alteradas. Su estructura es de bloques regulares o irregulares.
- Las escorias presentan superficies pobres muy alteradas con rellenos compactos conteniendo fragmentos rocosos, su estructura se caracteriza por su intensa fracturación.
- Los piroclastos tienen superficies pobres o muy pobres muy alteradas y rellenos arcillosos, su estructura se caracteriza por su fracturación intensa o su laminación.

Materiales de las galerías

A partir de las observaciones realizadas en el interior de las galerías es posible establecer las características generales de los materiales que se encuentran en las zonas menos profundas y en las zonas más profundas de las galerías.

En las partes menos profundas de las galerías destacan las coladas de lava fundamentalmente basálticas con escorias. En las zonas más próximas a la bocamina las escorias de las coladas están menos compactadas y alteradas, y en los tramos en los que predominan las escorias abundan las cavidades de varios metros cúbicos. La densidad de intrusión de diques en estas zonas es nula o poco intensa (menos de 4 diques a lo largo de 100 m).

En las zonas más profundas de las galerías que penetran en el eje estructural (Cueva de las Colmenas, El Drago, Barranco de Amance o Pino Soler), se observan coladas masivas intensamente alteradas y fracturadas. La intensa fracturación hace que buena parte de las galerías tengan que ser reforzadas. La alteración se debe fundamentalmente al agua subterránea, ya que estas zonas se localizan por debajo del nivel freático. Destaca la presencia de diques y fracturas singulares. La mayoría de las fracturas están relacionadas con la presencia de diques y funcionan como vía preferente para los flujos de agua. También hay zonas intensamente fracturadas en las que se observan estrías. La densidad de intrusión de diques en los tramos profundos de las galerías es intensa o muy intensa, presentando entre 4 y 9 diques cada 100 m o más de 10 diques cada 100 m, respectivamente.

A partir de las observaciones realizadas en las galerías se ha aplicado la clasificación RMR a las coladas fragmentadas y alteradas localizadas en las partes más profundas de las galerías, obteniéndose una valoración media de 55 a 44, correspondiente a macizos de

clase II (calidad media). A continuación se resumen las principales características de dichos los macizos rocosos según la clasificación de Bieniawski (1989).

1. La resistencia de la matriz es moderadamente dura (25-50 MPa).
2. En función del grado de fracturación, los macizos tienen una calidad aceptable (RQD 50-75%).
3. Las diaclasas están juntas (0,2-0,06 mm).
4. La continuidad media de las discontinuidades es muy baja (<1 m).
5. Las discontinuidades están abiertas (1-5 mm), son rugosas, tienen relleno blando (<5 mm) y están muy alteradas.
6. Las condiciones hidrogeológicas más frecuentes es: goteando.

En la Figura 6.34 también se ha representado los resultados de la clasificación GSI de las coladas alteradas a partir de las observaciones realizadas en las galerías. Según esta clasificación (Hoek y Brown, 1997), su estructura corresponde a bloques irregulares cuyas superficies están moderadamente o muy alteradas (medias o pobres).

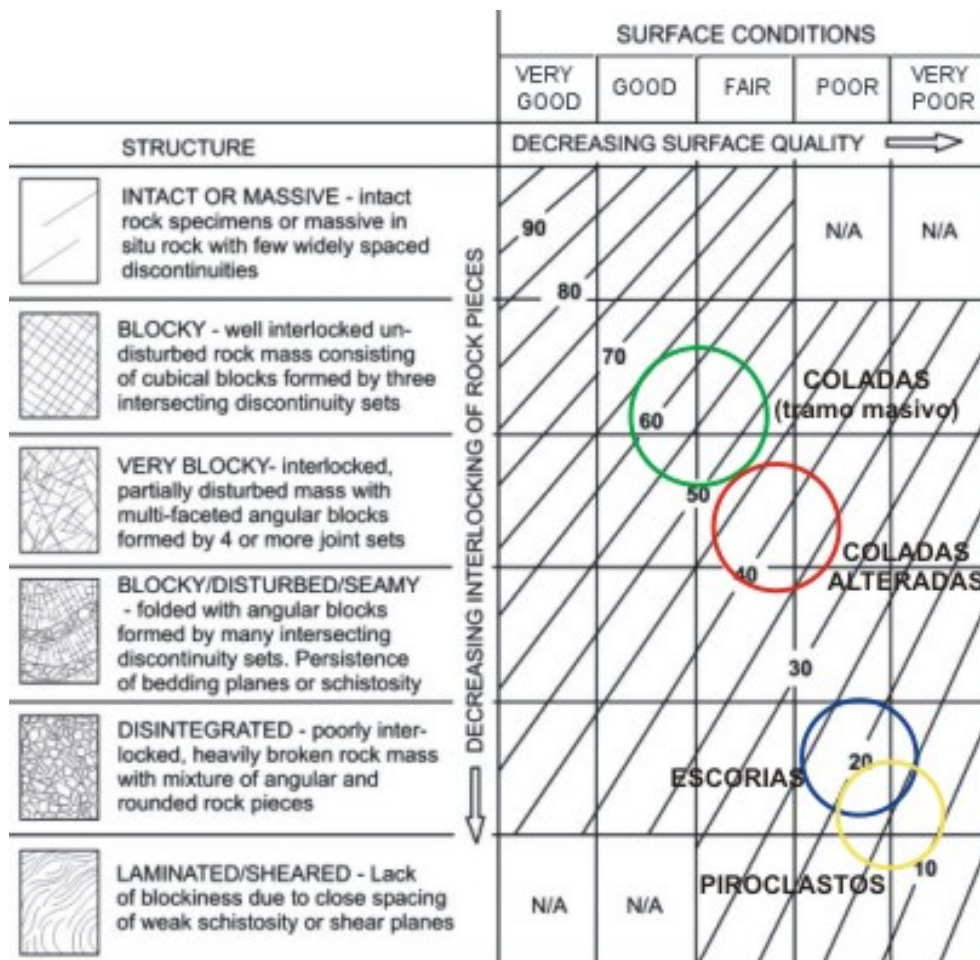


Figura 6.34. Estimación del índice GSI de coladas (tramo masivo y de escorias) y piroclastos a partir de las descripciones geológicas

6.2. DESCRIPCIÓN DE LOS DEPÓSITOS DENOMINADOS “MORTALÓN”

6.2.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

El término “mortalón” se aplica de forma genérica localmente a un depósito con fragmentos de materiales volcánicos de distinto tamaño y composición variada, englobados en una matriz arcillo-arenosa. Esta denominación ha sido empleada tradicionalmente por los trabajadores de las galerías subterráneas de la isla de Tenerife. Como se mencionó anteriormente, estos depósitos han sido interpretados como el producto de los deslizamientos que generaron los grandes valles de la isla (Navarro y Coello, 1989).

A continuación se describen las principales características del “mortalón” observadas en los trabajos de campo.

El “mortalón” en afloramientos

El “mortalón” aflora en la costa occidental del valle de La Orotava, en la base de los acantilados, ocupando una banda continua de aproximadamente 2,5 km de largo, desde la Playa de los Roques hasta la Punta del Guindaste (Figura 6.35, ver localización en Figura 6.40). En esta banda, su techo se sitúa a cotas comprendidas entre 0 m, en los extremos del afloramiento, y 15 m sobre el nivel del mar en su parte central. En algunas zonas, la acción del oleaje ha tallado una plataforma en estos materiales (Figura 6.36).



Figura 6.35. Acantilado de la playa de la Fajana en el que aflora “mortalón”



Figura 6.36. Plataforma tallada por el oleaje en el “mortalón”

El “mortalón” en estos afloramientos está formado por una matriz endurecida y cementada que engloba bloques angulosos y subredondeados de tamaño centimétrico a métrico (Figura 3.37). La composición de los bloques es variada, principalmente basáltica y fonolítica. En algunos de ellos se observan estructuras en puzzle o *jigsaw*, típicas de los depósitos de avalancha (Ui et al., 1986) (Figura 6.38).



Figura 6.37. “Mortalón” formado por una matriz endurecida y bloques en la plataforma tallada por la acción del oleaje en la Playa de la Fajana



Figura 6.38. Detalle la fracturación en puzzle (jigsaw) del “mortalón” de la Playa de la Fajana

En la costa occidental del valle de La Orotava también afloran éstos depósitos atribuidos a los deslizamientos (localizados sobre coladas por encima del “mortalón” anteriormente descrito) en los acantilados entre el Callao de Méndez y la Playa de los Roques. Esta unidad está formada por una matriz arenosa que engloba bloques de distinto tamaño (centimétrico a decimétrico) y composición variada (basáltica-fonolítica). En este caso, a diferencia del anterior, la matriz del “mortalón” no está cementada y no se observan estructuras en puzzle (*jigsaw*), siendo las características texturales del depósito propias de un flujo de derrubios (*debris flow*) (Figura 6.39).



Figura 6.39. Aspecto del “mortalón” en el Callao de Méndez

El “mortalón” en galerías

Los escasos afloramientos de “mortalón” en superficie, ya que se encuentra recubierto por distintas formaciones que rellenan los valles de Güímar y La Orotava, hacen que sea necesario adentrarse varios kilómetros en el interior de las galerías para su observación.

Se ha observado “mortalón” en diez galerías, seis en el Valle de La Orotava, tres en el Valle de Güímar y una en el municipio de Santa Úrsula.

Valle de La Orotava:

- La Pasada de Montelongo.
- Chimoche.
- Roque Caramujo.
- Montaña Blanca.
- Pino Soler.
- Bolaños.

Valle de Güímar:

- Cueva de las Colmenas.
- El Aderno.
- El Drago.

Santa Úrsula:

- Fuente Nueva.

En la Figura 6.40 se incluye la localización de estas galerías. (En el Anexo I se encuentran las observaciones realizadas en el interior de las galerías y fotos del “mortalón” en aquellas en la mayoría de ellas).

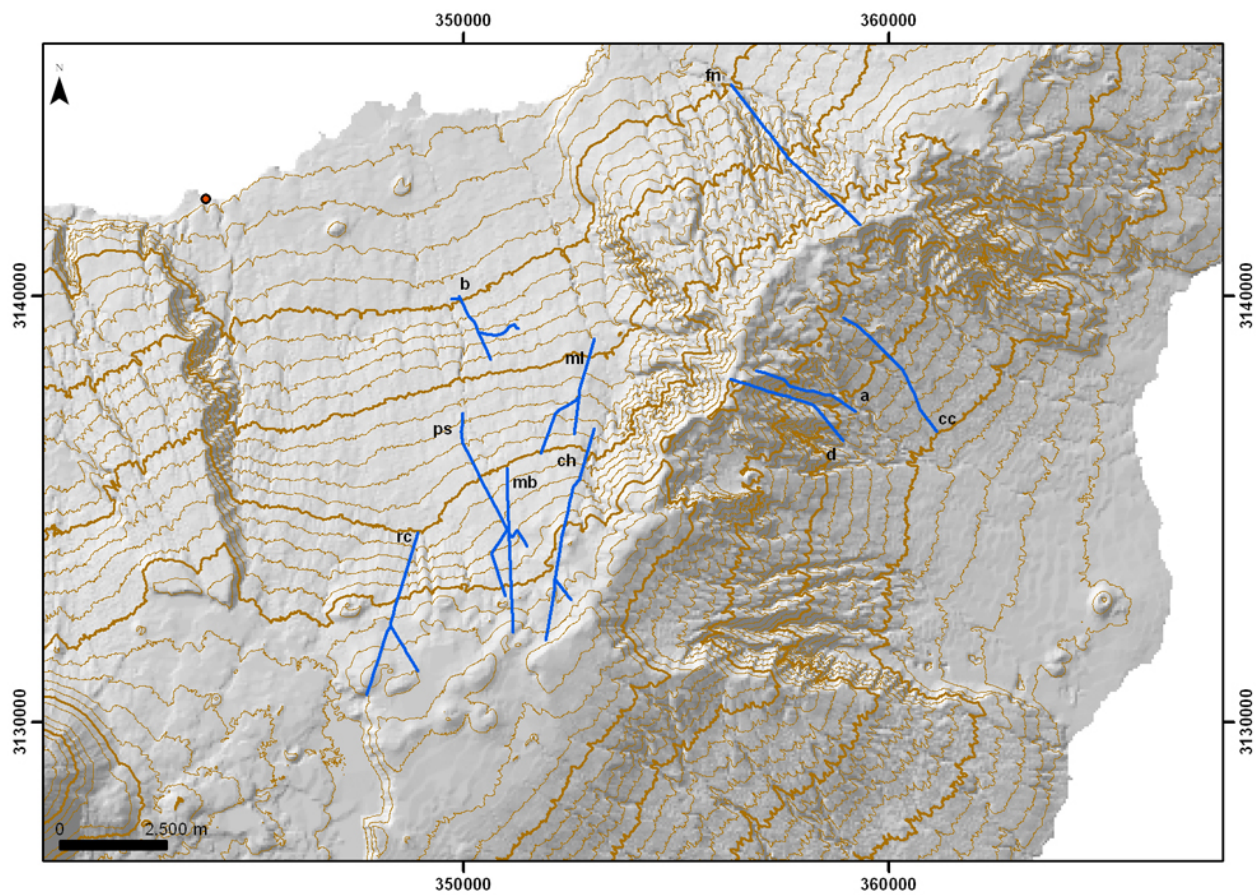


Figura 6.40. Localización de las galerías donde se han tomado muestras del “mortalón”: La Pasada de Montelongo (ml), Chimoche (ch), Roque Caramujo (rc), Montaña Blanca (mb), Pino Soler (ps), Bolaños (b), Cueva de las Colmenas (cc), El Aderno (a), El Drago (d), Fuente Nueva (fn) (punto rojo: afloramiento de “mortalón”)

En estas galerías el “mortalón” se encuentra entre 1,2 y 3,7 km de distancia a bocamina y aflora a lo largo de cientos de metros de longitud (Tabla 6.3).

Tabla 6.3. Localización del “mortalón” en las galerías visitadas

Galería	Distancias a bocamina entre las que aflora “mortalón” (m)	Longitud a lo largo de la cual aflora “mortalón” (m)
La Pasada de Montelongo	1.439-1.455	16
	1.564-1.700	136
	2.192-2.515	323
	2.630-3.050*	420
Chimoche	1.400-1.550	150
Fuente Nueva	3.700-4.342*	642
Roque Caramujo	2.400-2.500*	100
Cueva de las Colmenas	2.200-2.385	185
El Aderno	1.220-1.470**	250
El Drago	1.335-1.920	585
	2.295-2.660	365

Galería	Distancias a bocamina entre las que aflora “mortalón” (m)	Longitud a lo largo de la cual aflora “mortalón” (m)
Montaña Blanca	3.465-3.525	60
Pino Soler	3.010-3.268	258
	3.361-3.470	109
Bolaños	990-1.150	160

(*) Frente de la galería y (**) fin de las observaciones debido a las condiciones de la galería; en estos casos la longitud a lo largo de la cual aflora “mortalón” es un valor mínimo (*en cursiva*)

El aspecto del “mortalón” varía de una galería a otra. En general, está formado por una matriz que engloba bloques de distinto tamaño y composición variada, sin embargo conviene mencionar los siguientes aspectos:

- El tamaño de la mayoría de los bloques incluidos en la matriz, es centimétrico o decimétrico (Figuras 6.41 y 6.42), en algunas ocasiones se hallan bloques de tamaño métrico (Figuras 6.43 y 6.44). La presencia de bloques de decenas de metros de longitud no se ha observado en todas las galerías.
- En algunas galerías destaca el porcentaje de bloques sobre la matriz (Figura 6.42), sin embargo en otras no se aprecian bloques con diámetros superiores a varios centímetros. La relación entre el porcentaje de matriz y el de bloques es variable, y no solo varía de una galería a otra, sino que también puede variar a lo largo de un mismo tramo de “mortalón”.



Figura 6.41. “Mortalón” de la galería Chimoche formado por cantos angulosos, predominantemente basálticos, englobados en una matriz rojiza (a 1.450 m de distancia de bocamina)



Figura 6.42. Aspecto del “mortalón” de la galería El Drago, en el que predominan el porcentaje de bloques sobre la matriz (a 2.565 m de distancia de bocamina)



Figura 6.43. Aspecto de un mega-bloque en el "mortalón" de la galería El Drago (a 1.520 m de distancia de bocamina)



Figura 6.44. Vista del "mortalón" de la galería La Pasada de Montelongo en la que se observan bloques de distinta composición y tamaño diverso englobados en la matriz (a 2.700 m de distancia de bocamina)

- Es frecuente observar diques que atraviesan el "mortalon", principalmente en las galerías cercanas a la Dorsal (Figura 6.45). La presencia de estructuras de puzzle o *jigsaw*, en los bloques de los depósitos observados, es muy escasa. Sin embargo, en ocasiones se aprecian bloques estirados.



Figura 6.45. Aspecto de un dique inclinado en el "mortalón" de la galería El Drago (a 1.555 m de distancia de bocamina)

- El muro del "mortalón", la base del depósito, es visible en algunas galerías en forma de contacto discordante (Cueva de las Colmenas), mecánico (El Drago) o concordante (Chimoche, Montaña Blanca, Pino Soler o Bolaños). Sin embargo, en muchas las galerías, al encontrar tramos potentes de "mortalón", no se ha continuado perforando (La Pasada de Montelongo, Fuentenueva o Roque Caramujo).

6.2.2. PROPIEDADES DE LA MATRIZ

Localización y descripción de las muestras

Se han tomado dieciséis muestras de la matriz en las galerías visitadas y una en el afloramiento de la costa norte de La Orotava (Playa de la Fajana). En la Tabla 6.4 se recoge la localización de las muestras ensayadas.

Tabla 6.4. Procedencia de las muestras ensayadas

Localización	Nomenclatura de las muestras tomadas
Galería La Pasada de Montelongo	M-10, M-11, M-13, M-14, M-16
Galería Chimoche	M-B
Galería Fuente Nueva	A-1
Galería Roque Caramujo	A-2
Galería Cueva de las Colmenas	G-1
Galería El Aderno	G-2
Galería El Drago	G-3, G-4a, G-4b
Galería Montaña Blanca	O-1
Galería Pino Soler	PS-1, PS-2
Playa de la Fajana	Mort

En la Tabla 6.5 se incluyen las distancias a bocamina a las que fueron tomadas las muestras en el interior de las galerías.

Tabla 6.5. Localización de las muestras tomadas en las galerías

Muestra	Nombre de la galería	Distancia a bocamina (m)
M-10	La Pasada de Montelongo	2.850
M-11	La Pasada de Montelongo	2.777
M-13	La Pasada de Montelongo	2.650
M-14	La Pasada de Montelongo	2.490
M-16	La Pasada de Montelongo	1.435 (ramal oriental)
M-B	Chimoche	1.500
A-1	Galería Fuente Nueva	4.200
A-2	Galería Roque Caramujo	2.400
G-1	Galería Cueva de las Colmenas	2.300
G-2	Galería El Aderno	1.420
G-3	Galería El Drago	1.920
G-4a	Galería el Drago	2.650
G-4b	Galería el Drago	2.655
O-1	Galería Montaña Blanca	3.520
PS-1	Galería Pino Soler	3.400
PS-2	Galería Pino Soler	3.200

Un aspecto característico destacable entre las muestras recogidas es su coloración diversa. Aunque en la matriz predomina el color marrón (M-11, G-1, G-2, G-3, O-1, PS-1), se distinguen distintas tonalidades: marrón oscuro (G-4a), marrón-pardo (A-1, G-4b), marrón-ocre (M-14, M-B), marrón-grisáceo (A-2, PS-2). En otras predominan los tonos gris-oscuro (M-10), gris-claro (M-13) o los colores rosáceos (M-16).

Análisis y ensayos de laboratorio

Se han realizado los siguientes ensayos y análisis:

Identificación y clasificación:

- Análisis granulométrico.
- Límites de Atterberg.

Composición mineralógica:

- Difracción de rayos-X.
- Estudio petrográfico.

En la Tabla 6.6 se indican los ensayos realizados en cada una de las muestras.

Tabla 6.6. Resumen de los ensayos realizados en cada una de las muestras

Muestra	Granulometría por tamizado	Límites de Atterberg	Composición mineralógica	Estudio petrográfico
M-10	X	-	-	-
M-11	X	-	-	-
M-13	X	X	X	-
M-14	X	-		-
M-16	X	X	X	-
M-B	X	-	-	-
A-1	X	X	X	-
A-2	X	X	X	-
G-1	X	-	X	-
G-2	X	X	X	-
G-3	X	X	X	-
G-4a	X	X	X	-
G-4b	X	-	X	-
O-1	X	-	X	-
PS-1	X	-	X	-
PS-2	X	X	X	-
Mort	-	-	-	X

Los ensayos de granulometría y Límites de Atterberg han sido realizados en el laboratorio de Geodinámica de la UCM. Los ensayos de composición mineralógica y petrografía han sido realizados en los laboratorios del IGME. A continuación se presentan los resultados obtenidos en cada uno de ellos.

Ensayos de clasificación e identificación

- Análisis granulométrico por tamizado

El análisis granulométrico por tamizado se ha realizado entre los tamices nº 10 (abertura de 2 mm) y nº 200 (abertura de 0,08 mm), según la Norma UNE 103-101.

En la Tabla 6.7 se recogen los parámetros más importantes que caracterizan la granulometría de un suelo y hacen posible su clasificación:

- Contenido de finos: porcentaje de suelo que pasa por el tamiz nº 200.
- D_{50} : diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa el 50% del material.
- Cu o coeficiente de uniformidad: relación entre el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa un 60% del material y el diámetro correspondiente al tamiz por el que pasa el 10%.

Las curvas granulométricas de las muestras analizadas se han representado en la Figura 6.46.

Tabla 6.7. Parámetros característicos de los suelos analizados

Muestra	Contenido de finos (%)	D_{50} (mm)	Cu	Clasificación
M-10	7,49	0,86	10,86	Arena bien graduada
M-11	10,58	0,78	-	Arena con pocos finos*
M-13	40,08	0,20	-	Arena con finos*
M-14	6,26	0,77	2,98	Arena mal graduada
M-16	79,62	-	-	Finos*
M-B	0,61	0,99	2,94	Arena mal graduada
A-1	22,60	0,44	-	Arena con finos*
A-2	71,08	-	-	Arena con finos*
G-1	21,29	0,44	-	Arena con finos*
G-2	39,76	0,17	-	Arena con finos*
G-3	45,25	0,11	-	Arena con finos*
G-4a	21,93	0,47	-	Arena con finos*
G-4b	47,53	0,09	-	Arena con finos*
O-1	16,71	0,47	-	Arena con pocos finos*
PS-1	5,57	0,88	3,35	Arena mal graduada
PS-2	43,04	0,17	-	Arena con finos*

* Ver ensayo de límites de Atterberg para la clasificación de los finos

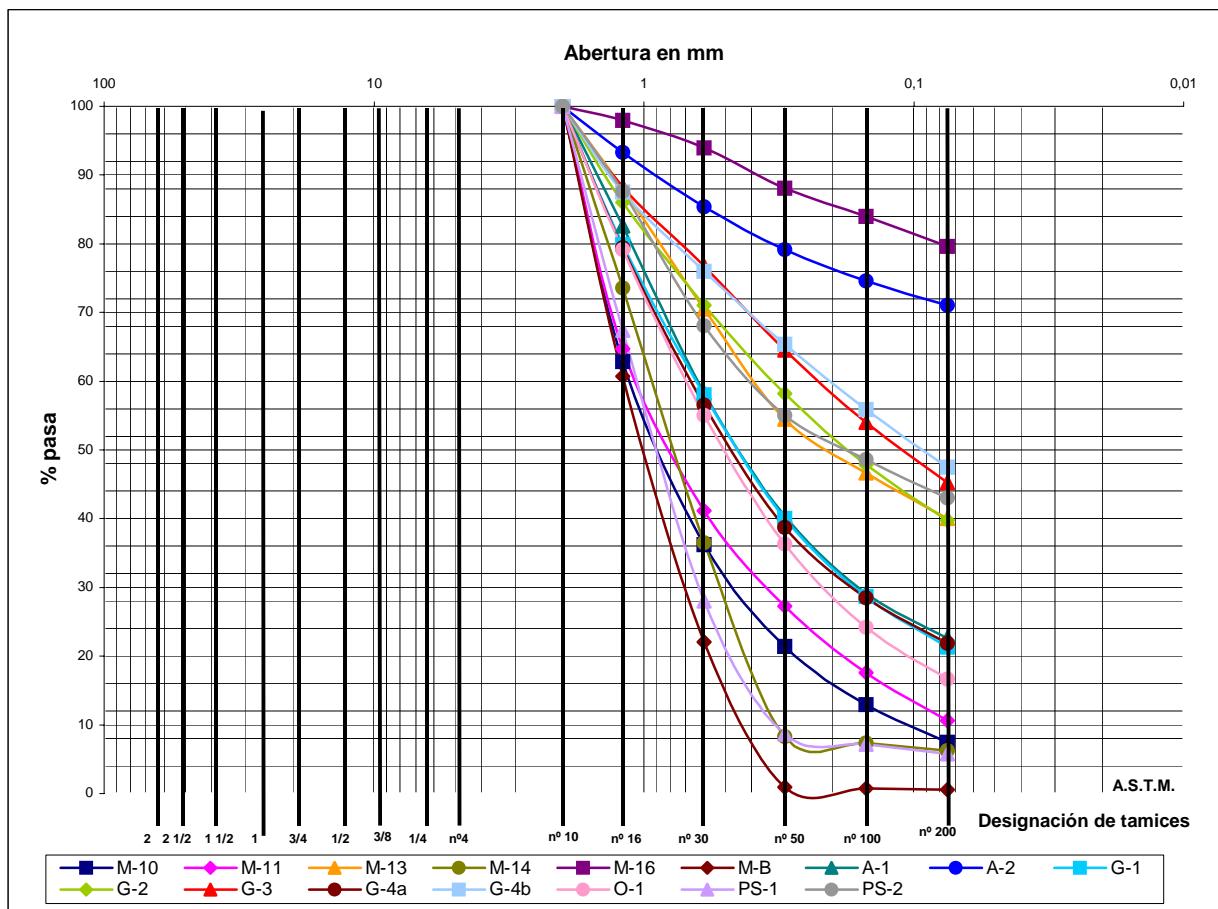


Figura 6.46. Curvas granulométricas de las muestras de matriz del "mortalón" analizadas

En la figura anterior se pueden observar las diferencias entre las granulometrías de la matriz del "mortalón", que se dan, tanto entre muestras de galerías diferentes, como entre muestras de una misma galería (p.e. muestras M-10, M-11, M-13 y M-16 tomadas en la galería La Pasada de Montelongo).

En conjunto, la mayoría de las muestras analizadas se pueden clasificar como arenas con mayor o menor contenido de finos. El porcentaje de finos varía entre 0,6 y 76,6%, siendo 30% el valor medio.

- Límites de Atterberg

Los ensayos de los límites de Atterberg se han realizado, según la Norma UNE 103-103, en la fracción que pasa por el tamiz nº 40 (abertura de 0,42 mm).

En las muestras M-11, G-1, G-4b, O-1 no se han obtenido límites debido al escaso contenido de finos, el predominio de granos tamaño limo y/o la baja plasticidad de las partículas. Los valores del límite líquido, límite plástico y el índice de plasticidad de las muestras en las que han podido ser determinados (M-13, M-16, A-1, A-2, G-2, G-3, G-4a, PS-2) se recogen en el la Tabla 6.8.

Tabla 6.8. Resultados obtenidos en el ensayos de límites de Atterberg en las muestras analizadas

Muestra	Límite líquido	Límite plástico	Índice de plasticidad	Clasificación Casagrande
M-13	61,71	35,85	25,86	Limo de alta plasticidad
M-16	39,83	30,05	9,78	Limo de baja plasticidad
A-1	37,84	31,63	6,21	Limo de baja plasticidad
A-2	43,24	23,78	19,46	Arcilla de baja plasticidad
G-2	53,91	23,51	30,40	Arcilla de alta plasticidad
G-3	44,99	22,36	22,63	Arcilla de baja plasticidad
G-4a	33,46	25,00	8,46	Limo de baja plasticidad
PS-2	59,54	37,36	22,18	Limo de alta plasticidad

La representación de los resultados en el gráfico de Casagrande permite clasificar las muestras analizadas (Figura 6.47).

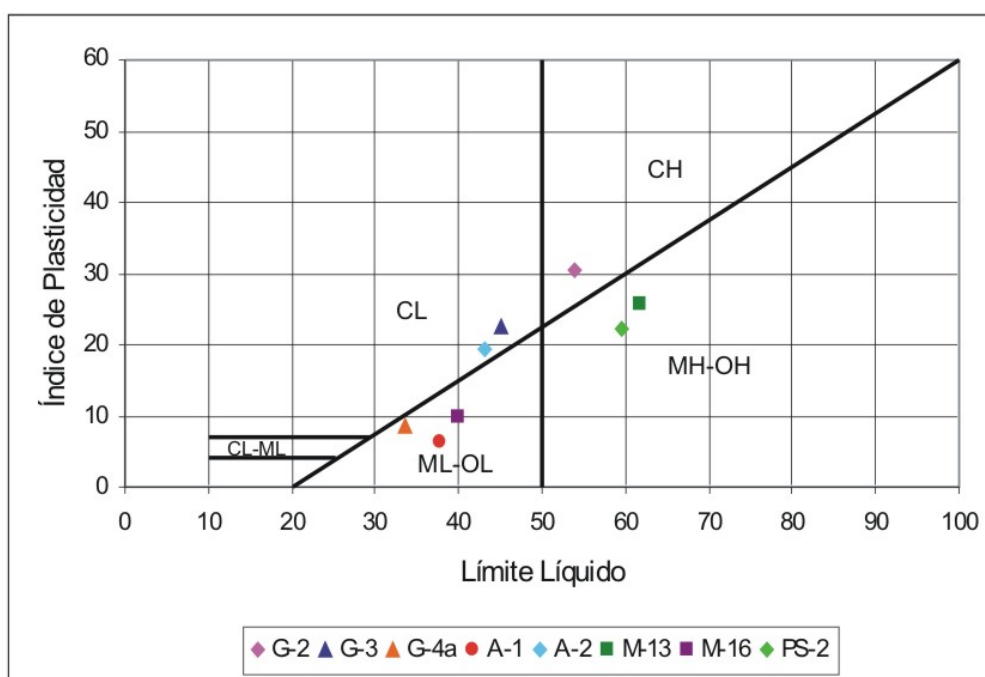


Figura 6.47. Carta de Plasticidad de Casagrande con la clasificación de la fracción fina de las muestras analizadas (CL: arcilla de baja-media plasticidad; CH: arcilla de alta plasticidad; ML: limo de baja-media plasticidad; MH: limo de alta plasticidad)

Las muestras M-16, A-1 y G-4a se sitúan en el campo de los limos de baja-media plasticidad y las muestras M-13 y PS-2 en el de los limos de alta plasticidad. Por otro lado, las muestras A-2 y G-3 se sitúan en el campo de las arcillas de baja plasticidad y la muestra G-2 en de las arcillas de alta plasticidad.

La muestra M-13 reacciona intensamente con hidróxido de peróxido, produciendo burbujeo muy notable, aumento de temperatura y un olor característico. Esta reacción se debe al contenido de materia orgánica que presenta la muestra.

- Clasificación USCS

La clasificación USCS de cada una de las muestras analizadas, con su símbolo correspondiente, se recoge en la Tabla 6.9.

Tabla 6.9. Clasificación USGS de la matriz de “mortalón”

Muestra	Clasificación	Símbolo
M-10	Arena bien graduada	SW
M-11	Arena con limo	S(M)
M-13	Arena limosa de alta plasticidad	SM-ML
M-14	Arena mal graduada	SP
M-16	Limo de baja plasticidad	ML
M-B	Arena mal graduada	SP
A-1	Arena limosa de baja plasticidad	SM-ML
A-2	Arcilla de baja plasticidad	CL
G-1	Arena limosa	SM
G-2	Arena arcillosa de alta plasticidad	SC-CH
G-3	Arena arcillosa de baja plasticidad	SC-CL
G-4a	Arena limosa de baja plasticidad	SM-ML
G-4b	Arena limosa	SM
O-1	Arena con limo	S(M)
PS-1	Arena mal graduada	SP
PS-2	Arena limosa de alta plasticidad	SM-MH

Las muestras analizadas se clasifican en varios grupos de la clasificación USCS. Aunque predominan las arenas, éstas pueden ser de muy diversos tipos, arenas bien o mal graduadas, arenas con limo, arenas limosas (de alta o baja plasticidad) o arenas arcillosas (de alta o baja plasticidad). Únicamente dos de las dieciséis muestras corresponden a arcillas o limos (de baja plasticidad).

Composición mineralógica

Las muestras han sido estudiadas desde el punto de vista mineralógico mediante análisis de difracción de rayos-x (DRX), realizados en los laboratorios del IGME. En la Tabla 6.10 se incluyen los minerales identificados.

Tabla 6.10. Resultados de los análisis por difracción de rayos-x.

Muestra	Mineral principal	Mineral secundario	Accesorios y trazas
M-13	Esmectita (Montmorillonita) Albita cálcica	Albita, Esmectita (Montmorillonita)	-
M-16	Esmectita (Nontronita), Anortoclasa	Anortoclasa, Esmectita (Nontronita)	Hematites
A-1	Esmectita Anortita, Augita, Vesuvianita, Esmectita	Cristobalita	Feldespatos
A-2	Esmectita, Anortoclasa, Albita, Tremolita, Diópsido, Esmectita	Cristobalita	Feldespatos
G-1	Diópsido, Albita	Hematites	-
G-2	Anortita	Clinoenstatita, Esmectita	Hematites, Diópsido
G-3	Anortita, Diópsido	Hematites, Esmectita	-
G-4a	Albita, Diópsido	Hematites, Esmectita	-
G-4b	Albita, Enstatita	Hematites	Esmectita
O-1	Anortita	Diópsido, Hematites	Cloritoide, Esmectita
PS-1	Anortita, Augita	Magnesioriebeckita	Biotita, Analcima
PS-2	Esmectita	Diópsido, Anortita, Riebeckita	-

Entre los minerales principales predominan albita, anortita, esmectita, diópsido, anortoclasa y augita; en menor medida se encuentran tremolita, vesuvianita y enstatita. Entre los minerales secundarios predominan hematites, esmectitas, cristobalita y diópsido; y en menor medida albita, anortita, anortoclasa, clinoenstatita, riebeckita y magnesioriebeckita. Finalmente, entre los minerales accesorios y traza predominan esmectitas, feldespatos y hematites; en menor medida se encuentran analcima, biotita, cloritoide y diópsido.

Respecto a las implicaciones genéticas de estos minerales cabe destacar varios aspectos:

- Entre los minerales identificados se distinguen minerales típicos de rocas volcánicas básicas e intermedias como plagioclasas cálcicas y calco-sódicas (anortita, anortoclasa), piroxenos (augita, diópsido, enstatita o clinoenstatita) y anfíboles (tremolita, riebeckita, magnesioriebeckita). También se distinguen minerales típicos de rocas volcánicas ácidas como plagioclasa sódicas (albita), feldespatos o biotita. El hematites es frecuente en rocas volcánicas.
- La presencia de minerales de arcillas en las muestras es muy frecuente. Se han identificado esmectitas (montmorillonita y nontronita) y cristobalita. Estos

minerales han sido identificados por otros autores en los materiales pre-deslizamiento de varios volcanes que han sufrido deslizamientos y cuyos edificios volcánicos fueron debilitados por la alteración hidrotermal (Pulgarín et al., 2004).

- Estudio petrográfico

En la muestra de mortalón de la playa de la Fajana se ha realizado un estudio petrográfico. En el estudio microscópico se han distinguido los siguientes minerales:

- Minerales principales: fragmentos de roca: basaltos, traquibasaltos, wehrlitas, clinopiroxeno (augita), plagioclasa, olivino, vidrio volcánico, calcita, opacos.
- Minerales accesorios: biotita.

La textura de esta muestra ha sido descrita como: textura conglomerática con cemento carbonatado.

En el estudio petrográfico realizado en los laboratorios del IGME, la muestra ha sido clasificada como un conglomerado volcánico con cemento carbonatado. A continuación se incluyen algunas de las observaciones realizadas dicho estudio:

- Roca sedimentaria de tipo conglomerático constituida por abundantes fragmentos de rocas volcánicas (aglomerado volcánico), con tamaños muy diversos desde apenas 0,4 mm hasta más de 5 cm, presentando formas redondeadas a subredondeadas, siendo algunas excepcionalmente subangulosas y correspondiendo a basaltos en su practica totalidad si bien se aprecian notables diferencias texturales entre ellos.
- Por un lado se aprecian fragmentos claramente cristalinos con texturas porfídicas combinando en diferentes proporciones fenocristales de augita, en ocasiones de gran tamaño, con olivino parcialmente iddingsitizado, por otro abundan igualmente fragmentos hialinos, con porosidad muy marcada y escasa presencia de cristales reducidos a esporádicas plagioclasas tabulares aisladas.
- Excepcionalmente se ha observado un fragmento de textura granuda formado por augita y olivino correspondiente a un posible wehrlita mantelicas arrastrada durante el ascenso del magma.
- Más raros resultan cristales sueltos de augita, de hasta 0,8 mm, olivinos iddingsitizados y escasísima biotita tabular de intenso pleocroismo marrón-rojizo.
- Notar la presencia de algunos opacos de gran tamaño por lo general asociados a augita en rocas relativamente cristalinas.
- Todo este conjunto de fragmentos de cristales y rocas aparece cementado por calcita esparítica de cristalinidad baja.

CAPÍTULO 7. MODELOS

- 7.1. Modelo geométrico
 - 7.1.1. Perfiles emergidos
 - 7.1.2. Reconstrucción paleo-geográfica
 - 7.1.3. Perfiles submarinos
 - 7.1.4. Modelo geométrico
- 7.2. Modelo hidrogeológico
- 7.3. Modelo geológico
 - 7.3.1. Materiales del edificio subaéreo
 - 7.3.2. Materiales del edificio sumergido
 - 7.3.3. Diques y complejo plutónico
 - 7.3.4. Incertidumbres del modelo
- 7.4. Modelo geomecánico
 - 7.4.1. Unidades litológicas del modelo geomecánico
 - 7.4.2. Propiedades físicas y mecánicas de los materiales
 - 7.4.3. Aplicación del criterio de Hoek y Brown
 - 7.4.4. Propiedades resistentes de las unidades del modelo geomecánico

CAPÍTULO 7. MODELOS

En este capítulo se presentan los modelos establecidos a partir de los datos y de los conocimientos obtenidos en las fases previas de la investigación.

La finalidad de establecer los modelos representativos es poder llevar a cabo el análisis geomecánico de los procesos de deslizamiento, objeto de la presente tesis, que dieron lugar a los valles de Güímar y La Orotava.

Los trabajos se han centrado, por un lado, en reconstruir la geometría del posible edificio volcánico previo a la ocurrencia de los deslizamientos y, por otro, en establecer el modelo geológico que a su vez ha permitido realizar el modelo geomecánico.

7.1. MODELO GEOMÉTRICO

Para realizar el modelo geométrico se han tenido en cuenta diversos aspectos relacionados con la topografía y batimetría de la isla de Tenerife.

La parte emergida del modelo se ha elaborado a partir del análisis de los perfiles topográficos de los escarpes de los valles y de la reconstrucción paleo-geográfica de un posible edificio preexistente. La parte sumergida se ha elaborado a partir del análisis de los perfiles batimétricos con pendientes máximas localizados en los flancos submarinos.

Los perfiles topográficos y batimétricos en los que se ha basado la reconstrucción han sido realizados a escala 1:50.000. En los siguientes apartados se presentan los resultados de este análisis, incluyendo varias figuras con los mapas y perfiles estudiados con un tamaño reducido para facilitar su inserción en el texto.

7.1.1. PERFILES EMERGIDOS

En primer lugar, se han obtenido los perfiles topográficos de los escarpes laterales actuales de los valles. Se han realizado los perfiles correspondientes a los escarpes norte y sur del valle de Güímar (VG-N, VG-S) y a los escarpes este y oeste del valle de La Orotava (VO-E, VO-W) (Figuras 7.1, 7.2 y 7.3).

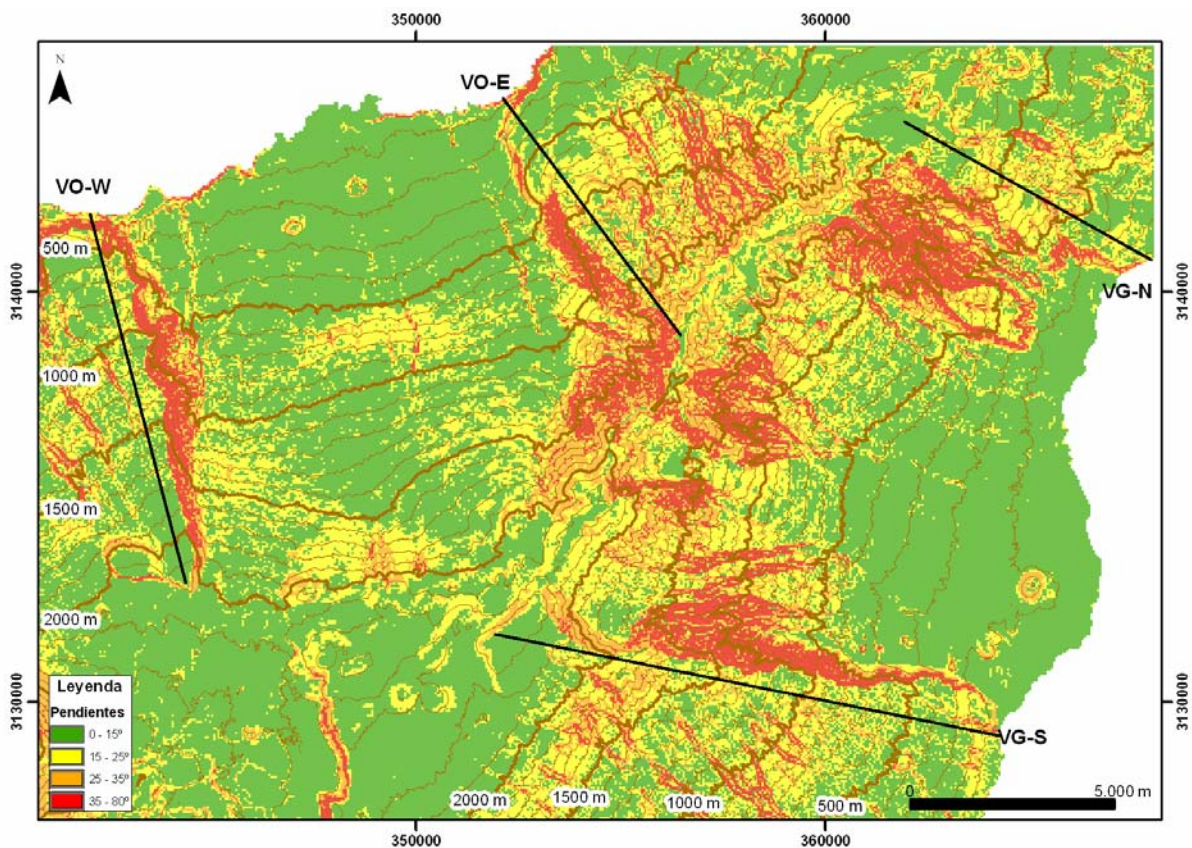


Figura 7.1. Mapa de pendientes de los valles de Güímar y La Orotava con el trazado de los perfiles de los escarpes analizados (Figuras 7.2 y 7.3)

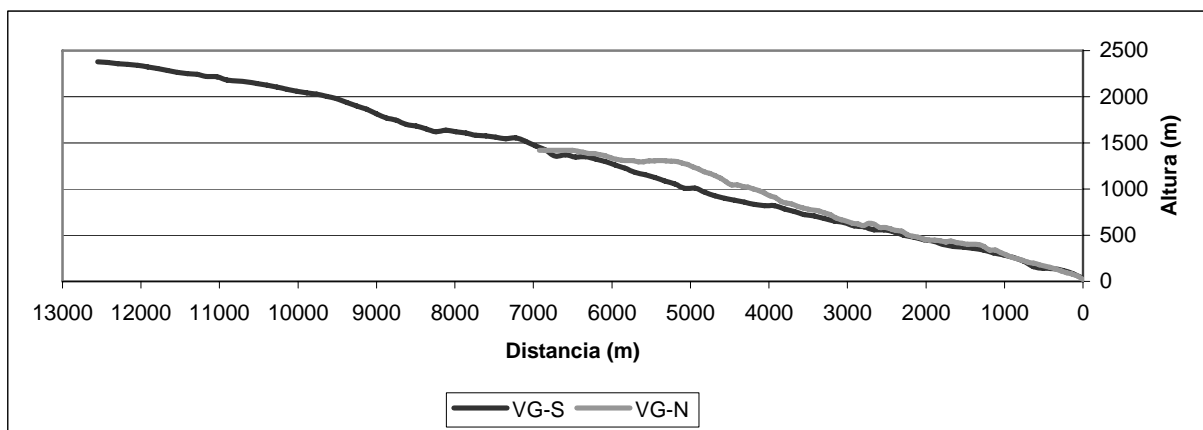


Figura 7.2. Perfiles de los escarpes laterales del valle de Güímar (ver Figura 7.1)

El perfil del escarpe norte del valle de Güímar (VG-N) tiene 7 km de longitud y un desnivel de 1.420 m (entre la costa y el punto de mayor altura). El valor medio de su pendiente es de 12-13°. Por otra parte, el perfil del escarpe sur, tiene una longitud de 12,5 km y un desnivel de 2.380 m. El valor medio su pendiente es de 12°.

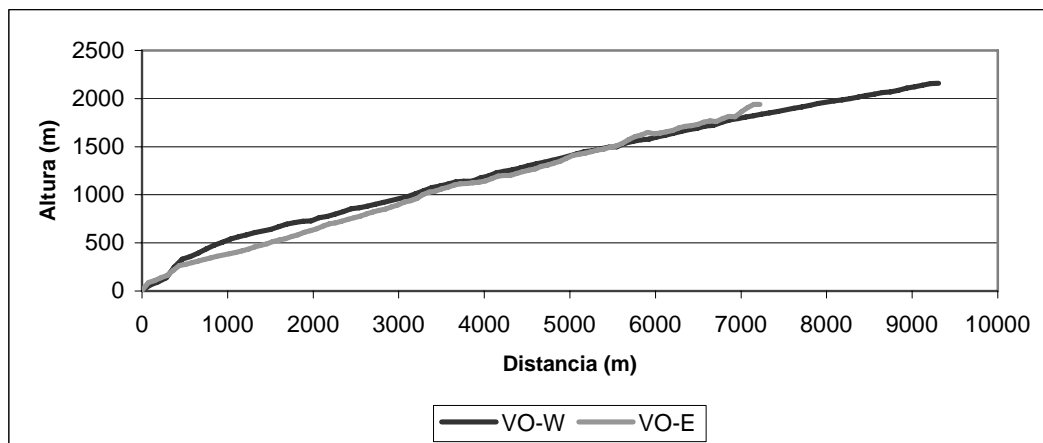


Figura 7.3. Perfiles de los escarpes laterales del valle de La Orotava (ver Figura 7.1)

En el caso del valle de La Orotava, el perfil del escarpe este (VO-E) tiene 7,2 km de longitud y un desnivel de 1.940 m. La pendiente media de este perfil es de 14-15°. El perfil del escarpe oeste tiene 9,3 km de longitud y un desnivel de 2.160 m. La pendiente media del perfil es de 10-11° (12-13°, de 500 a 1.500 m de distancia de la costa).

En las partes cercanas a la costa en los escarpes del valle de La Orotava destaca la presencia de acantilados costeros, con pendientes elevadas, con valores 40-55° (los acantilados se encuentran a una distancia de 200 a 450 m de la línea de costa).

7.1.2. RECONSTRUCCIÓN PALEO-GEOGRÁFICA

Con el objetivo de obtener la configuración del edificio volcánico pre-deslizamiento, se ha reconstruido la geometría de este posible edificio previo realizando una reconstrucción paleo-geográfica. Esta reconstrucción ha sido realizada por investigadores del proyecto en el que se enmarca esta tesis y se ha basado en la prolongación de las curvas de nivel de los escarpes sobre los valles, salvando la concavidad producida por los deslizamientos y definiendo la convexidad propia de las laderas de un edificio volcánico.

De esta forma, se ha obtenido un edificio de 3.500 m de altura (Figura 7.4), cuyas pendientes se analizan a continuación a partir de dos perfiles representativos (VG-R, VO-R) trazados desde su parte alta.

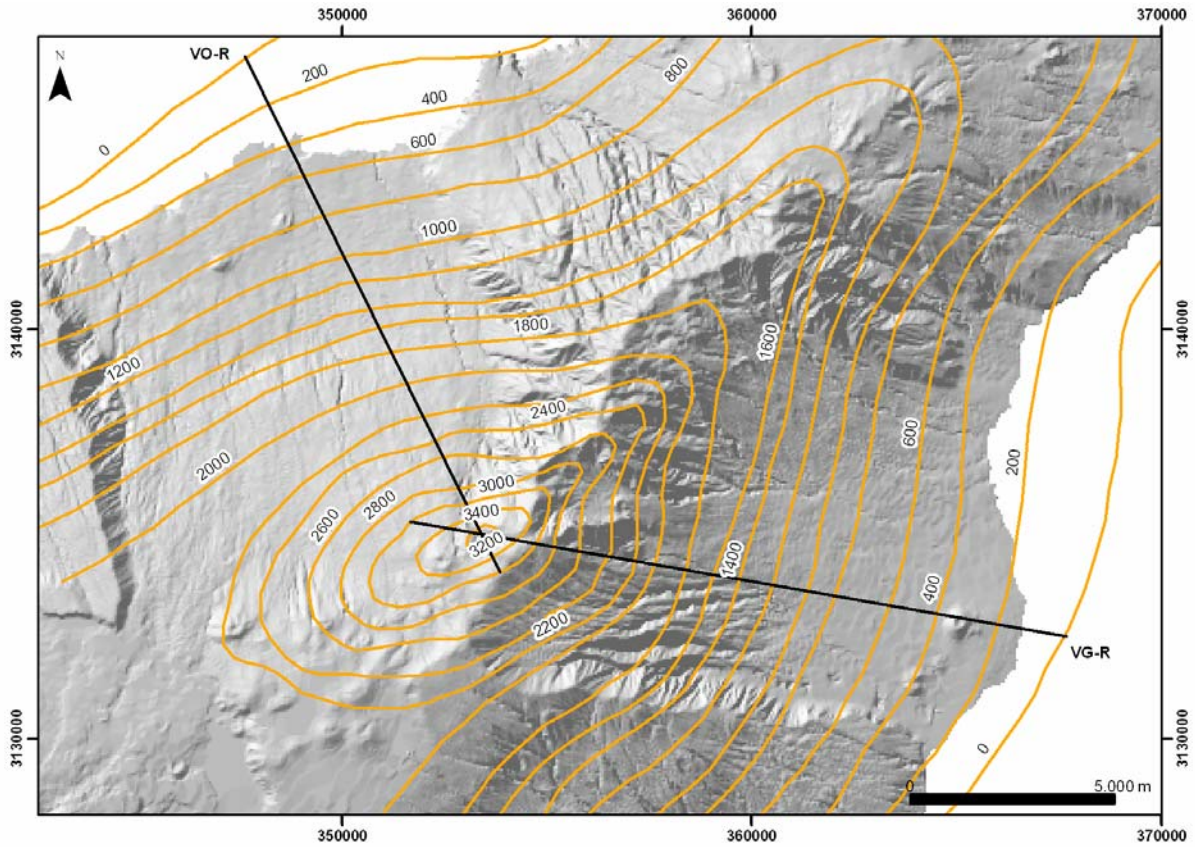


Figura 7.4. Curvas de nivel del posible edificio pre-deslizamiento reconstruido (perfiles en la Figuras 7.5 y 7.6)

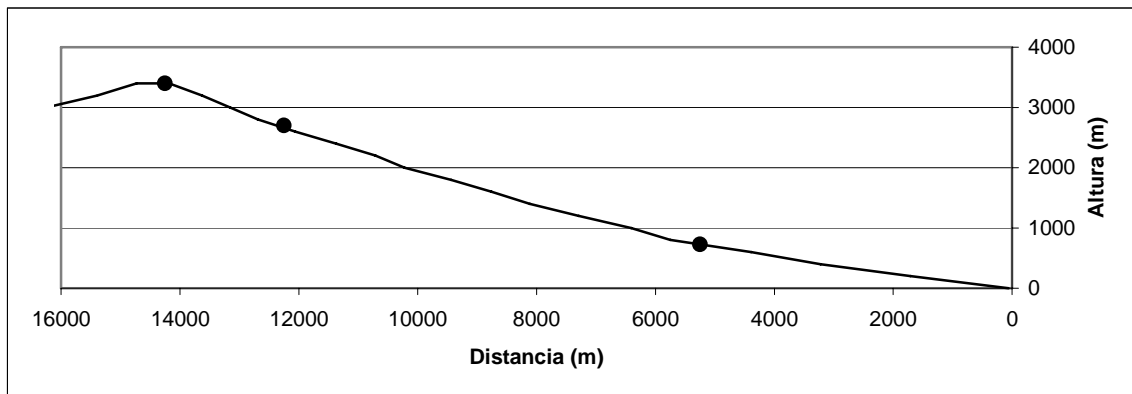


Figura 7.5. Perfil topográfico del flanco del edificio pre-deslizamiento correspondiente al valle de Güímar (VG-R, Figura 7.4), se han marcado los puntos de cambio de pendiente significativos

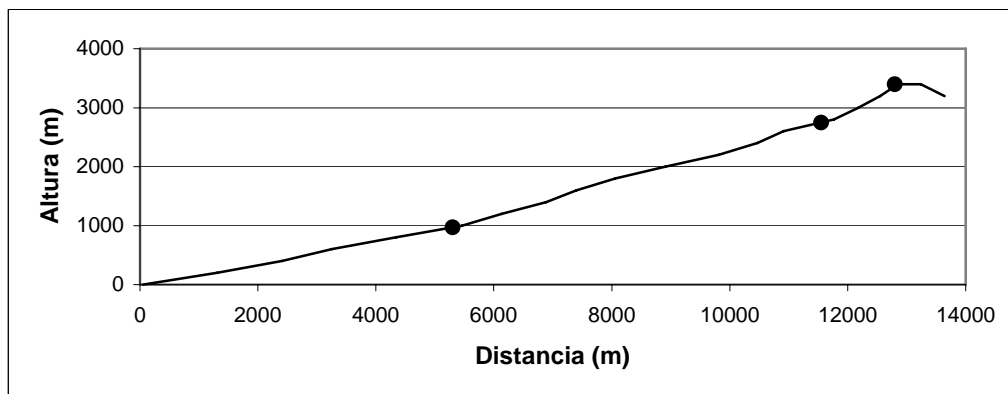


Figura 7.6. Perfil topográfico del flanco del edificio pre-deslizamiento correspondiente al valle de La Orotava (VO-R, Figura 7.4), se han marcado los puntos de cambio de pendiente significativos

El perfil VG-R (Figura 7.5) se puede dividir en tres tramos principales de $6-9^\circ$, $15-17^\circ$ y 21° . Del mismo modo el perfil VO-R (Figura 7.6) se puede dividir en tres tramos de $10-11^\circ$, $15-16^\circ$ y 30° .

Teniendo en cuenta estos datos y los aspectos mencionados en el apartado anterior, se ha definido el perfil geométrico del edificio emergido cuyas características se detallan en el Apartado 7.1.4.

7.1.3. PERFILES SUBMARINOS

Para el determinar modelo geométrico de los flancos sumergidos se han identificado las pendientes máximas de los flancos actuales sumergidos de la isla de Tenerife. En la Figura 7.7 se presentan cuatro perfiles trazados en las zonas de máxima pendiente sobre el mapa de pendientes del fondo oceánico. Los perfiles batimétricos correspondientes se han representado en la Figura 7.8.

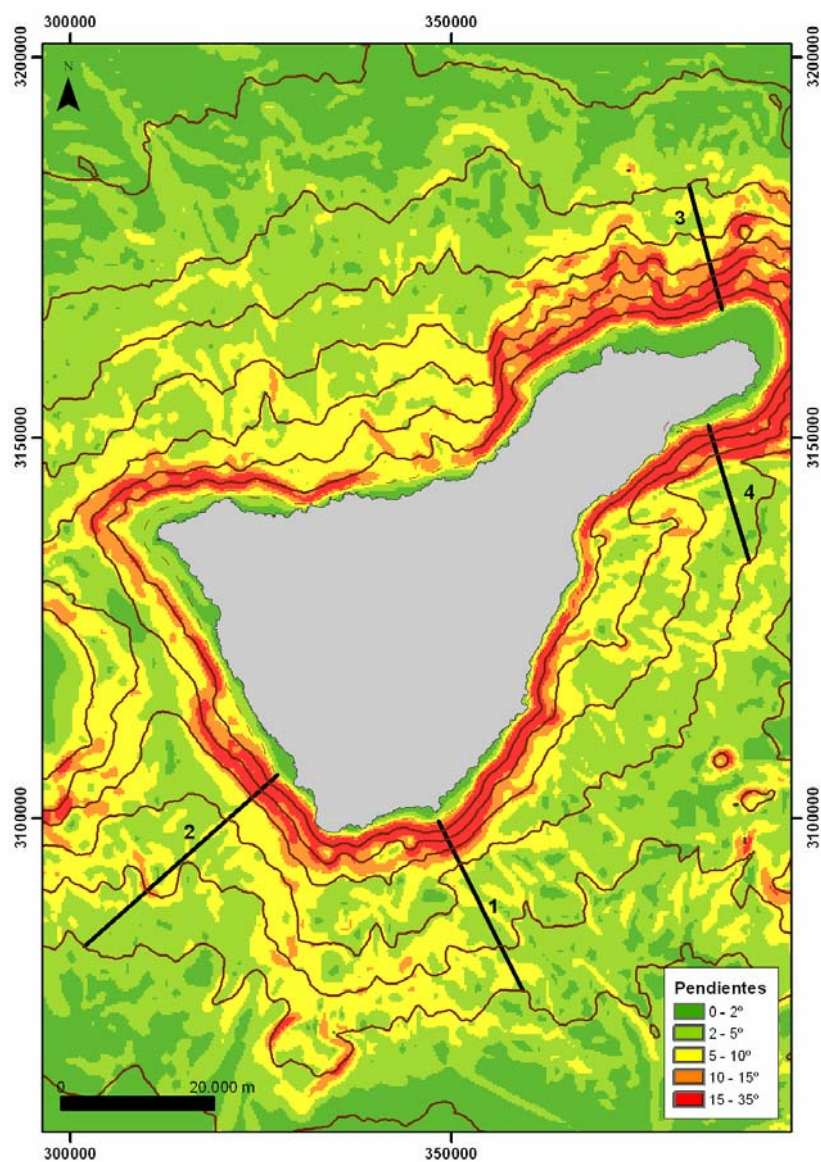


Figura 7.7. Mapa de pendientes del fondo oceánico de Tenerife (curvas de nivel cada 500 m) con el trazado de los perfiles submarinos analizados (Figura 7.8)

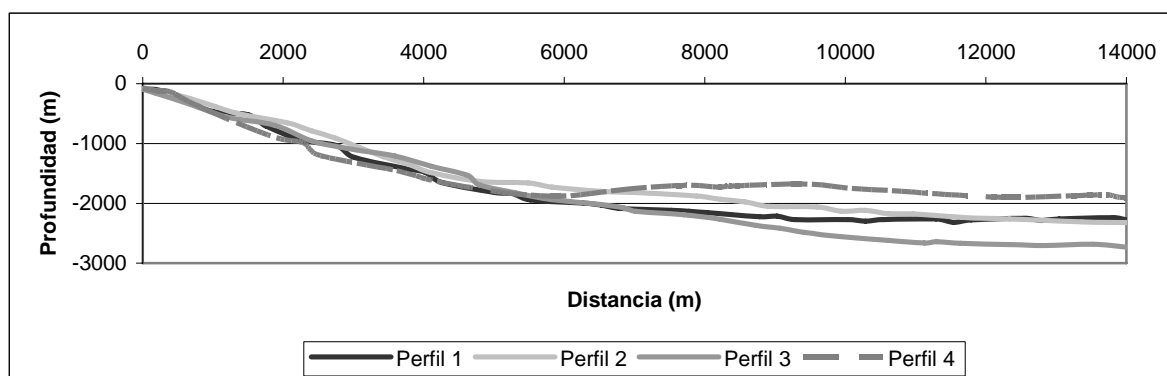


Figura 7.8. Perfiles batimétricos representados en la Figura 7.7 (la distancia 0 de los perfiles corresponde a una profundidad de -100 m)

Las pendientes medias de los perfiles 1, 2 y 3 en las zonas próximas a la costa son de 18-19° (desde la curva de 100 m de profundidad). El perfil 4 se diferencia ligeramente de los anteriores, en este tramo tiene pendientes de 15° y 25° (este perfil no se ha considerado en los análisis posteriores ya que atraviesa la falla de Santa Cruz, Llanes et al., 2005).

A partir de los 4,7-5,7 km de distancia de la costa las pendientes de los perfiles 1, 2 y 3 disminuyen y pasan a tener valores de 6-9°. El fondo oceánico es prácticamente plano, con valores de pendientes medias de 1-3° a partir de los 10 km de distancia de la costa. La profundidad máxima de los perfiles es de 2.100-2.600 m.

7.1.4. MODELO GEOMÉTRICO

El modelo geométrico se ha determinado teniendo en cuenta los análisis anteriores. Mediante la superposición de los perfiles emergidos y sumergidos, se ha seleccionado un perfil representativo en el que se han mantenido valores medios de las pendientes de los perfiles analizados, así como los puntos representativos de los cambios de pendiente.

Se ha considerado un modelo de 3.500 m de altura máxima (cota obtenida en la reconstrucción paleo-geográfica). Las pendientes de la parte inferior del flanco emergido mantienen los valores medios actuales de las pendientes de los escarpes laterales (12,5° en un primer tramo y 15° en un segundo tramo). En la parte superior, las pendientes aumentan siguiendo el patrón los perfiles realizados en la reconstrucción (se han diferenciado tramos de 17° y 20,5°). El flanco del modelo geométrico del edificio emergido tiene una extensión horizontal, desde el nivel del mar hasta su cota máxima, de 12,25 km.

Por otra parte, las pendientes del perfil submarino disminuyen con la distancia al edificio volcánico. El valor más alto corresponde al talud submarino (19°), a partir del cual las pendientes son muy bajas (se han diferenciado dos tramos de 7° y 3°). El perfil alcanza una profundidad máxima de 2.500 m a 12 km de distancia de la costa. (Se ha considerado una plataforma marina de 600 m en la que la profundidad aumenta hasta 150 m).

En la Figura 7.9 se ha representado el modelo geométrico.

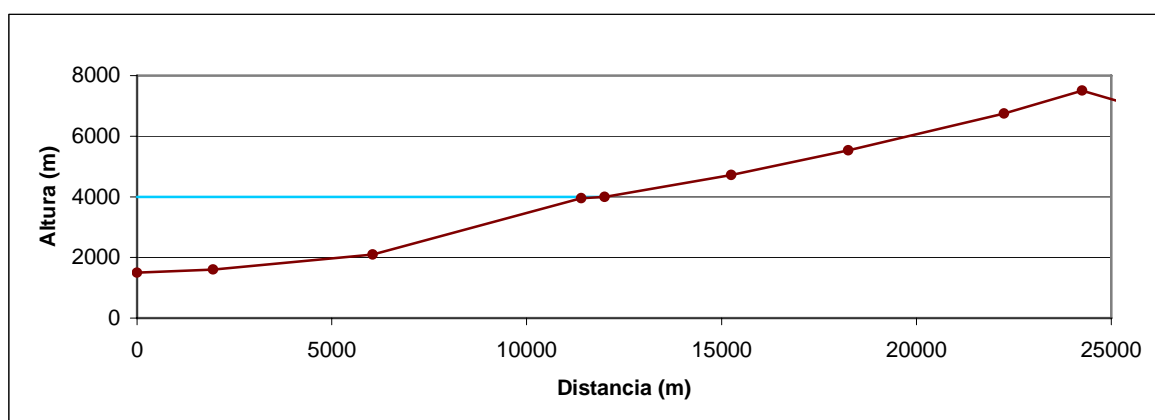


Figura 7.9. Modelo geométrico correspondiente al edificio volcánico reconstruido; en el perfil submarino las pendientes son de 3°, 7°, 19° y 4,8°, hasta la línea de costa, y en el perfil emergido de: 12,5°, 15°, 17° y 20,5°, hasta la cota más alta

7.2. MODELO HIDROGEOLÓGICO

La localización del nivel freático en el modelo se ha determinado a partir del análisis de la posición de la superficie freática en la zona de estudio durante los años 1925-30. A partir de esta fecha las captaciones de agua subterránea modificarían la situación natural del acuífero. Los datos analizados proceden de un estudio realizado por el Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife (1989) en el que se reconstruyó el nivel freático original a partir de la posición de los antiguos nacientes y de los alumbramientos de agua históricos producidos en las primeras galerías de la isla (Figura 7.10).

Se ha localizado la posición del nivel freático en los perfiles de los escarpes laterales de los valles realizados anteriormente. A partir de estos datos se ha reconstruido el nivel freático del modelo geométrico.

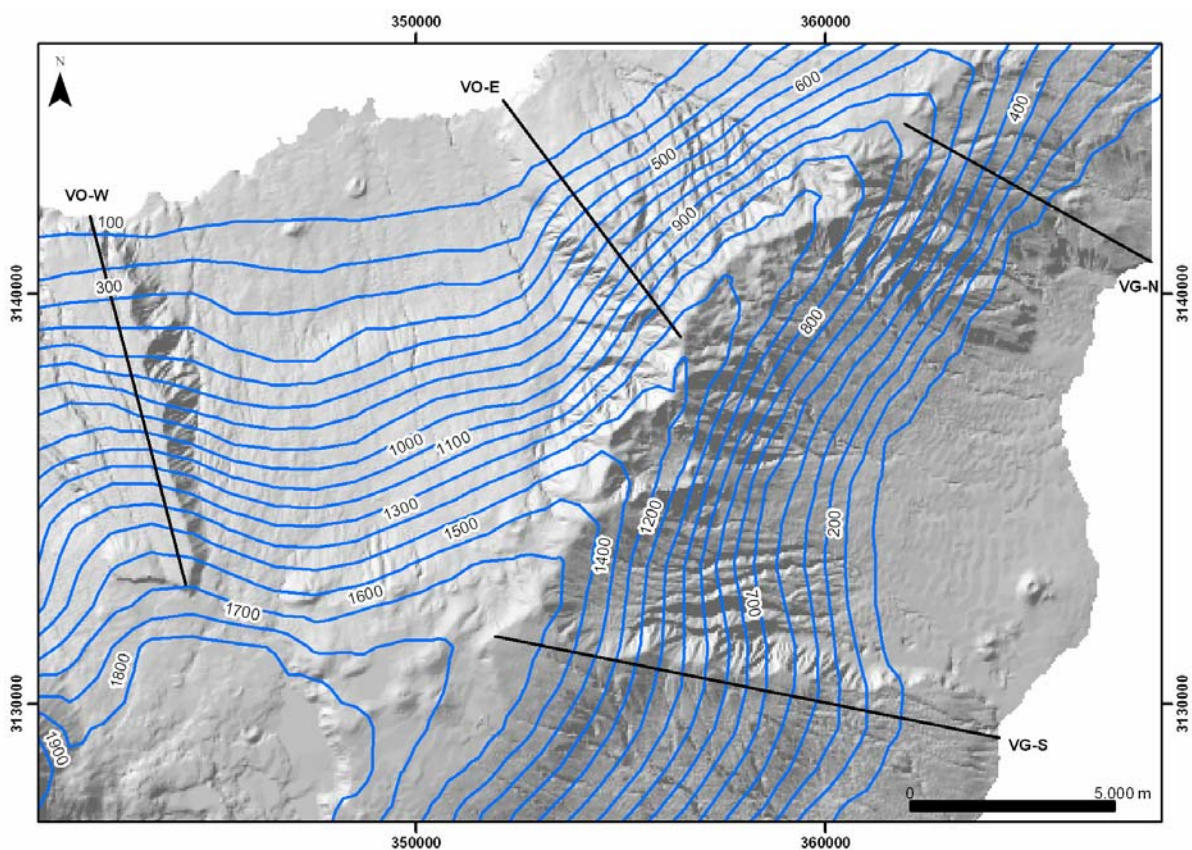


Figura 7.10. Mapa con las curvas del nivel freático correspondientes al periodo más antiguo del que se dispone información sin extracciones de agua (datos del Consejo Insular de Aguas de Tenerife), isolíneas cada 100 m (perfiles en las Figuras 7.11 y 7.12)

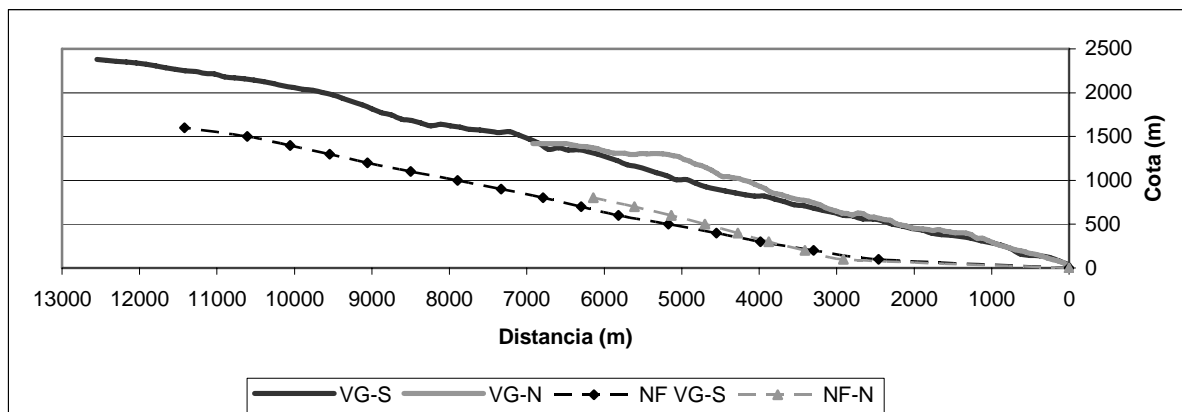


Figura 7.11. Perfiles de los niveles freáticos de los escarpes laterales del valle de Güimar (ver Figura 7.10)

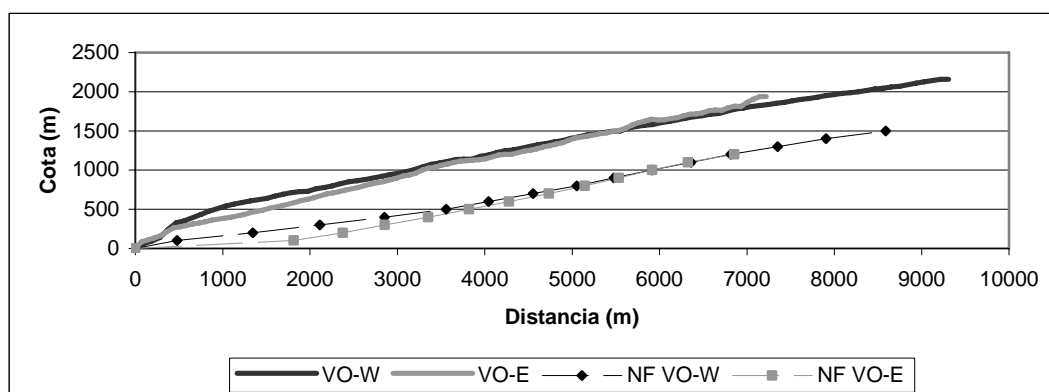


Figura 7.12. Perfiles de los niveles freáticos de los escarpes laterales del valle de La Orotava (ver Figura 7.10)

En las Figuras 7.11 y 7.12 se observa que la posición del nivel freático con respecto a los escarpes se sitúa a unos 700 m de profundidad, destacando el cambio de pendiente en el nivel freático localizado a pocos kilómetros de la costa.

Para determinar la posición del nivel freático correspondiente al modelo geométrico realizado en el apartado anterior, se ha tenido en cuenta, además, la configuración de los materiales que forman el edificio volcánico y sus características. La representación del nivel freático se puede observar en la Figura 7.13 en la que se representa el modelo geológico.

7.3. MODELO GEOLÓGICO

Se ha realizado el modelo geológico del edificio volcánico en el que se han definido los principales conjuntos de materiales que pudieron conformar el edificio volcánico pre-deslizamiento. Los materiales emergidos de este modelo se han caracterizado a partir de los trabajos de campo, las observaciones realizadas y los datos obtenidos, tanto en los afloramientos de superficie como en el interior de las galerías subterráneas excavadas en

las laderas de la zona de estudio. Las características de los materiales sumergidos se han basado principalmente en información bibliográfica. El modelo ha sido realizado a escala 1:50.000.

El análisis de la bibliografía ha permitido obtener información (general, y en ocasiones particular) de las diferentes unidades geológicas descritas. Dicho análisis se ha centrado en el estudio de las características de los materiales que constituyen los edificios volcánicos y de la evolución de las islas volcánicas.

Entre los principales trabajos que aportan información sobre la disposición de los materiales en el interior de la isla de Tenerife destaca el realizado por Navarro y Farrujia (1989) para el Plan Hidrológico Insular de Tenerife. En él se analiza la configuración y funcionamiento hidrogeológicos de la isla, basándose en un nuevo modelo “en capas” con varias “unidades estratigráficas” que difieren en composición, edad y grado de alteración; además, se definen las características de los ejes estructurales, dada su importancia en la configuración del sistema hidrogeológico insular. Este modelo, publicado también por el Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife (1989) continua vigente en el Plan Hidrogeológico actual (<http://www.aguastenerife.org>).

Por otra parte, entre la bibliografía consultada para definir los materiales de la parte sumergida del modelo geológico, destacan los estudios en afloramientos de rocas submarinas emergidas y en sondeos profundos. Estos trabajos han permitido mejorar el modelo pionero de Moore y Fiske (1969) sobre la estructura de las islas volcánicas, elaborado a partir de fotografías y muestras de los flancos submarinos de Hawaii.

Entre los trabajos realizados sobre materiales submarinos en Canarias destaca el de Staudigel y Schmincke (1984), en el que se estudian los materiales que afloran en el Complejo Basal de la isla de La Palma, donde se describen los materiales volcánicos submarinos y se establece un modelo evolutivo para las islas volcánicas, y el realizado por Gutiérrez et al. (2006) en el Complejo Basal de Fuerteventura, en el que se propone un nuevo modelo de crecimiento submarino bajo condiciones tectónicas activas.

En cuanto a información procedente de sondeos, hay referencias de perforaciones profundas en las islas de Lanzarote (Sánchez y Abad, 1986), la Reunion (Rançon et al., 1989), la Ascensión (Nielson y Stiger, 1996) y Hawaii (DePaolo, 2001). También, aunque a varias decenas de kilómetros de la costa, existe información sobre sondeos realizados en la isla de Gran Canaria (Schmincke y Segschneider, 1998; Schmincke y Sumita, 1998). Por otro lado, los métodos geofísicos han permitido obtener información sobre las características de los flancos insulares de Gran Canaria (Funk y Schmincke, 1998) y Hawaii (Leslie et al., 2002).

El modelo geológico está constituido por materiales subaéreos, formando la parte emergida del edificio, y materiales sumergidos, localizados bajo el nivel del mar. En ambos conjuntos se han distinguido varios grupos de materiales cuyas características se exponen a continuación.

7.3.1. MATERIALES DEL EDIFICIO SUBAÉREO

Los materiales que constituyen el edificio subaéreo se pueden dividir en:

Materiales que forman los flancos del edificio:

1. Coladas recientes por encima del nivel freático.
2. Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático.
3. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático.

Materiales localizados en el eje estructural (zona de *rift*).

4. Piroclastos y coladas por encima del nivel freático.
5. Piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático.

Los materiales que constituyen el edificio subaéreo del modelo geológico se han representado en la Figura 7.13.

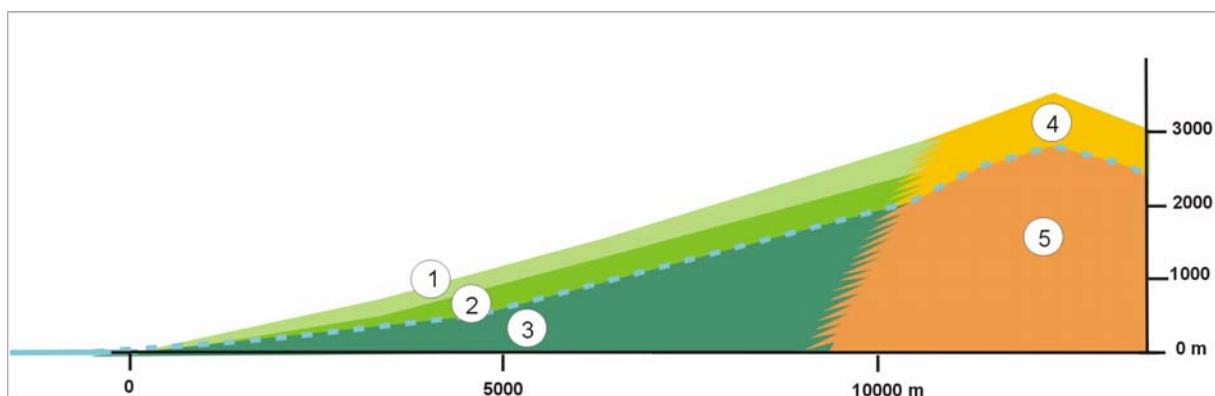


Figura 7.13. Esquema del modelo geológico con los materiales subaéreos: 1) Coladas recientes por encima del nivel freático, 2) Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático, 3) Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático, 4) Piroclastos y coladas por encima del nivel freático 5) Piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático

Materiales de los flancos

Los materiales de los flancos están formados principalmente por sucesiones de coladas con escorias de potencias métricas y composición fundamentalmente basáltica. En las coladas se puede diferenciar el tramo masivo y el tramo de escorias. Estos materiales son visibles en los escarpes laterales de los valles de Güímar y La Orotava y en el interior de las galerías subterráneas que penetran en los escarpes laterales o las localizadas en el fondo de los valles.

Se ha observado que las coladas que constituyen los flancos presentan diferente grado de alteración y compactación. Por otro lado, la localización del nivel freático influye en las características de estos materiales, de forma que los que se encuentran por debajo, afectados por la acción de las aguas subterráneas, presentan mayor grado de alteración. En función de estas características se han diferenciado tres grupos de materiales.

Coladas recientes por encima del nivel freático

La principal característica de este grupo es la presencia de tramos masivos de coladas poco alteradas ("frescas") con tramos de escorias sueltas. Debido a la baja compactación de las escorias se forman cavidades, de dimensiones métricas. Desde el punto de vista hidrogeológico, estos materiales constituyen un conjunto muy permeable (Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife, 1989).

El espesor de este grupo de materiales se ha estimado a partir de observaciones de campo (queda definido por la distancia a la bocamina de las galerías a lo largo de la cual se observa la presencia de coladas "frescas" y cavidades en escorias en el interior de las galerías: esta distancia supone los primeros 800-1.000 m). Dada la inclinación estimada para los flancos (de 12,5° a 20,5°) la potencia media de este conjunto de materiales sería de entre 200 y 300 m.

Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático

Por debajo del grupo anterior se halla un segundo grupo de materiales formado por coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático. Este grupo se caracteriza por la ausencia de cavidades en los niveles de escorias, que están más compactadas y ligeramente alteradas.

En el modelo, su potencia se ha fijado por la localización del nivel freático, que marca el límite inferior de este conjunto, siendo de unos 300 m.

Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático

En tercer lugar, en el interior de los flancos, se diferencia una unidad más antigua constituida por coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático. En este caso las escorias de las coladas apenas se distinguen porque son finas y están compactadas y alteradas, debido a su posición por debajo del nivel freático y al tiempo transcurrido desde su formación.

Esta formación está afectada por la intrusión de diques de manera desigual. En la parte superior de esta unidad la densidad de diques es baja o nula, y en la parte inferior la intrusión de diques es intensa (ver Apartado 7.3.3 y Figura 7.15). Por estos motivos, esta unidad se puede dividir en dos partes que equivaldrían a las denominadas Series II y Serie I, respectivamente, definidas en el trabajo del Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife (1989). La Serie II presenta unos 600-800 m de potencia y conserva buena parte de su porosidad primaria, y la Serie I se comporta como un zócalo que apenas participa en la circulación del agua subterránea.

Materiales del eje estructural

El eje estructural constituye la principal zona de crecimiento del edificio volcánico. En esta zona de varios kilómetros de anchura tienen lugar los procesos de ascenso y emisión de magma; se caracteriza por una concentración de centros eruptivos en las partes más altas y por la densa malla de diques asociada a fracturación intensa en profundidad.

Está formado por piroclastos, pertenecientes a conos de centros eruptivos, y coladas. En función de la posición del nivel freático y de la densidad de diques estos materiales se han diferenciado en dos grupos.

La anchura del eje estructural que se ha considerado en el modelo, a partir de los datos observados, es de 3 a 6 km, aumentando con la profundidad.

Piroclastos y coladas por encima del nivel freático

En la parte superior del conjunto denominado eje estructural se encuentran piroclastos y coladas (formadas por tramos masivos y tramos de escorias) pertenecientes a centros eruptivos relativamente recientes. Las escorias de las coladas están poco alteradas y compactadas.

La potencia considerada en el modelo para estos materiales queda definida por la localización del nivel freático (a su vez condicionado por la presencia de diques), siendo de 600-700 m.

Piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático

En la parte inferior del eje estructural se encuentran piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático. Como se ha observado en el interior de las galerías, estos materiales se encuentran muy compactados e intensamente fracturados y alterados (los tramos de escorias apenas se distinguen de los tramos masivos de las coladas debido a su estado de alteración y compactación). En esta zona destaca la presencia de diques.

Las galerías excavadas en la isla de Tenerife penetran varios miles de metros hasta llegar a esta zona en la que destacan la presencia de fluidos hidrotermales y los procesos de hidrotermalismo. La temperatura en su interior es muy elevada (puede superar los 40° C) y el aire es prácticamente irrespirable dada la presencia de gases de origen volcánico (CO₂ y H) y las concentraciones de nitrógeno (Valentín et al., 1990). De las fracturas manan importantes caudales de agua a elevada temperatura y en el techo aparecen concreciones de minerales precipitados en forma de estalactitas.

Tanto la intrusión de diques como la fracturación han modificado las características de la roca encajante, por lo que en ocasiones no resulta sencillo distinguir la roca encajante de las intrusivas.

Las grandes fracturas abiertas y los diques actúan como vías de drenaje. Como consecuencia de la presencia de las grandes fisuras abiertas y los diques, ambos subverticales, la superficie freática está sobreelevada, aumentando así el espesor de la zona saturada (Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife, 1989); este aspecto ha sido reflejado en el modelo. Sin embargo, debido a la escala de trabajo, el escalonamiento de la superficie del nivel freático, que resulta también de la presencia de los diques, no se ha representado en el modelo.

7.3.2. MATERIALES DEL EDIFICIO SUMERGIDO

Los materiales que se encuentran en la parte sumergida del edificio representan las fases del crecimiento submarino. La descripción de los materiales sumergidos se ha basado en el análisis de la bibliografía existente sobre la evolución de islas oceánicas y los materiales generados durante las fases de crecimiento submarino.

La evolución submarina de las islas oceánicas se puede dividir en dos fases principales, una primera fase de aguas profundas, en la que la mayor parte de los materiales emitidos son lavas almohadilladas, y una segunda fase, a profundidades menores, en la que se produce vulcanismo explosivo y la mayoría de los materiales emitidos son de tipo fragmentario o volcanoclástico (Staudigel y Schmincke, 1984).

Por otra parte los procesos gravitacionales en los flancos submarinos están presentes a lo largo de ambas fases de crecimiento y producen depósitos de materiales deslizados o de avalanchas submarinas.

En el modelo geológico sumergido se han diferenciado tres grupos de materiales (Figura 7.14):

6. Materiales fragmentarios submarinos.
7. Lavas almohadilladas.
8. Depósitos de materiales fragmentarios removilizados.

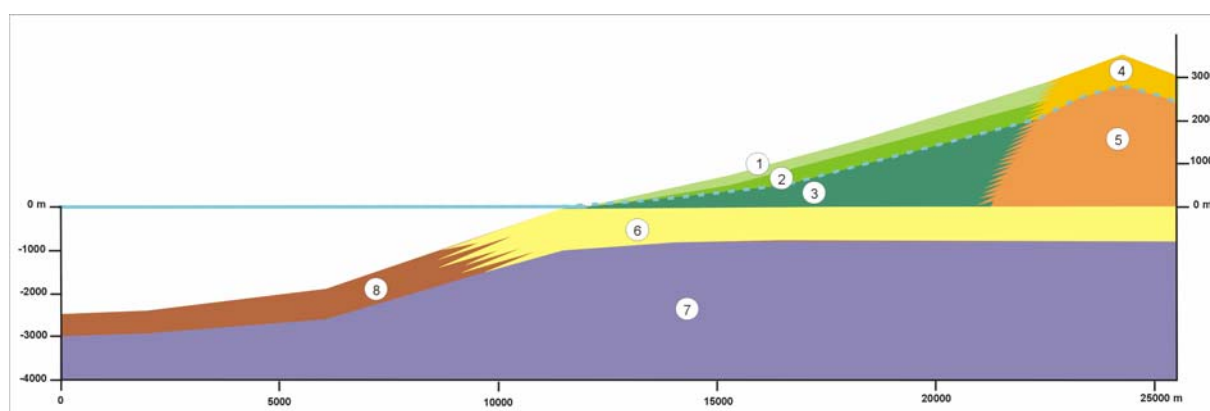


Figura 7.14. Esquema del modelo geológico con los materiales subaéreos (ver Figura 7.13) y submarinos: 6) Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas, 7) Lavas almohadilladas, 8) Depósitos de materiales fragmentarios removilizados

Materiales fragmentarios submarinos

Bajo la denominación de materiales fragmentarios submarinos se agrupa un conjunto de materiales volcanoclásticos constituidos por rocas volcánicas cuya característica fundamental es la fragmentación que han sufrido en condiciones sumergidas. Estos materiales se caracterizan por poseer una matriz rica en vidrio (hialoclastítica) englobando fragmentos de rocas basálticas de 1 cm a varias decenas de cm.

Según Staudigel y Schmincke (1984), entre de los materiales volcanoclásticos submarinos se distinguen diferentes grupos de materiales: 1) brechas de lavas almohadilladas, 2) brechas de fragmentos de lavas almohadilladas, 3) brechas de lavas almohadilladas escoriáceas, lapilli y bombas y 4) hialoclastitas. Sin embargo, se suele aplicar el término hialoclastitas de forma genérica, incluyendo material fragmentario intercalado con otros fragmentos de rocas, principalmente lavas almohadilladas. En este trabajo se aplica el término “materiales fragmentarios submarinos” para definir materiales fragmentarios submarinos constituidos por una matriz de hialoclastitas (> 70-80%) que incluye fragmentos de rocas, lavas almohadilladas o brechas de lavas almohadilladas.

Las hialoclastitas están formadas por fragmentos vidrio basáltico generados por una fragmentación intensa por contracción térmica de la lava. Se originan en erupciones submarinas profundas, erupciones explosivas producidas en zonas próximas a la superficie, e incluso cuando una lava subaérea llega a la línea de costa y se introduce en el agua. En estos procesos las lavas emitidas se fragmentan y se descomponen.

La situación de estos materiales en el edificio volcánico viene definida por la profundidad a la que comienza el vulcanismo explosivo durante la formación de la isla. Esto se produce cuando se alcanzan ciertas profundidades y depende también del contenido en volátiles del magma. En el caso de la isla de La Palma, las primeras evidencias de fragmentación explosiva se encuentran a una profundidad de 780 m aproximadamente (Staudigel y Schmincke, 1984), a partir de la cual, hacia superficie, se produce más del 70% del material volcanoclástico, depositado tanto en la parte central del edificio sumergido como en sus flancos.

A partir de los resultados obtenidos en varios sondeos profundos, llevados a cabo en islas volcánicas, también es posible afirmar que es en la parte superior del edificio submarino (hasta 900 m por debajo del nivel del mar) donde la litología predominante está constituida por hialoclastitas (~80%) intercaladas con lavas almohadilladas (García y Davis, 2001). Varios sondeos profundos han encontrado importantes tramos de hialoclastitas, de cientos de metros de potencia, entre coladas subaéreas y coladas submarinas (Nielson y Stiger, 1996; DePaolo, 2001, entre otros).

En el modelo, el límite inferior de estos materiales se localiza a unos 800 m de profundidad, teniendo en cuenta estos aspectos y, fundamentalmente, la profundidad de comienzo del vulcanismo explosivo de la isla de La Palma.

En Tenerife se ha descubierto recientemente un afloramiento de estos materiales localizado en el macizo de Anaga, en las inmediaciones de Igueste de San Andrés. En el

marco del proyecto de investigación en el que se ha desarrollado esta tesis, se han realizado dos sondeos cuyos resultados han sido utilizados para los fines de dicha tesis.

Lavas almohadilladas

Las lavas almohadilladas representan la fase principal de crecimiento submarino. Reciben este nombre las lavas con forma almohadillada de composición basáltica producidas en erupciones submarinas de aguas profundas. Las lavas almohadilladas se encuentran intercaladas con sedimentos marinos, *sills* y brechas de lavas almohadilladas (Staudigel y Schmincke, 1984).

Depósitos de materiales fragmentarios removilizados

Como se mencionó anteriormente, en los flancos del edificio volcánico sumergido se producen procesos de deslizamiento o de avalancha a medida que la isla va creciendo. De estos procesos resultan depósitos de deslizamiento de distinta tipología que se han denominado genéricamente depósitos de materiales fragmentarios removilizados.

El espesor de estos sedimentos en los flancos submarinos de la isla de Gran Canaria es superior a 1.000 m (Funk y Schmincke, 1998). En los sondeos profundos realizados, a decenas de kilómetros de la costa (45-60 km) de esta misma isla se han atravesado cientos de metros de sedimentos (446-1.159 m) (Schmincke y Segschneider, 1998; Schmincke y Sumita, 1998). Sin embargo, el espesor de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados en la isla de Tenerife no ha sido determinado.

En el modelo se ha considerado una potencia mínima de depósitos de materiales fragmentarios removilizados de 500 a 1.000 m, disminuyendo a medida que se alejan de la costa.

7.3.3. DIQUES Y COMPLEJO PLUTÓNICO

Diques

La distribución de los diques en el edificio volcánico sigue un patrón, al igual que en otras zonas de *rift*, en el que se observa una disminución de la densidad de diques con la distancia al eje estructural, que es la zona con mayor densidad de diques. Así pues, hacia los flancos y hacia las partes superiores del eje estructural, la densidad de diques disminuye. En función de la intensidad de intrusión de diques observada en el interior de las galerías (Apartados 6.1.2 y 6.1.3) se han diferenciado tres zonas (Figura 7.15):

- A) Zona con intrusión de diques muy intensa.
- B) Zona con intrusión de diques intensa.
- C) Zona con intrusión de diques menos intensa.

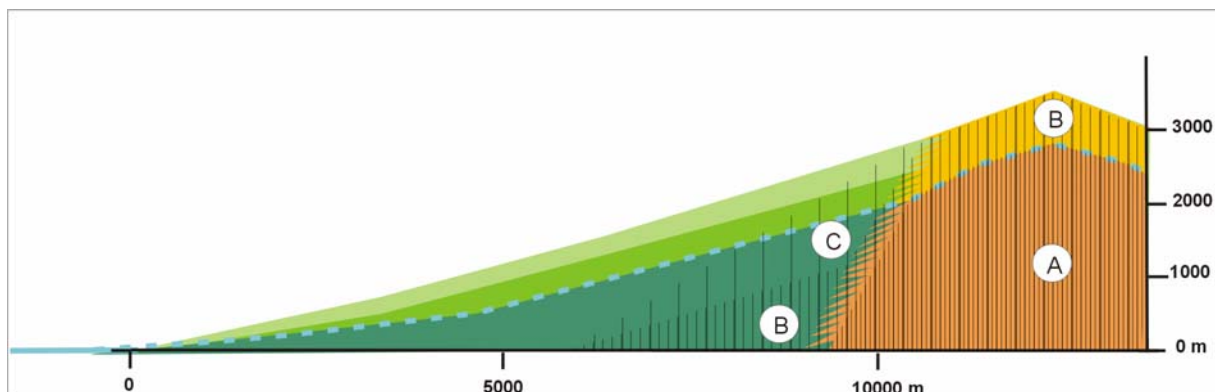


Figura 7.15. Esquema del modelo geológico con las zonas con diferente intensidad de diques: A) Zona con intrusión de diques muy intensa, B) Zona con intrusión de diques intensa, C) Zona con intrusión de diques menos intensa

Zona con intrusión de diques muy intensa

La zona con intrusión de diques muy intensa se localiza en el eje estructural, sin incluir las zonas más elevadas (Figura 7.15, zona A). La densidad de diques observada en las galerías subterráneas es de más de 10 diques por 100 m de longitud.

Zona con intrusión de diques intensa

Se ha definido una segunda zona con intrusión de diques intensa localizada en las partes elevadas del eje estructural y en las partes profundas de los flancos (Figura 7.15, zona B). La densidad de diques observada en las galerías que atraviesan estas zonas es de 4-9 diques por 100 m de longitud.

Zona con intrusión de diques menos intensa

Finalmente, la zona con intrusión de diques menos intensa se localiza en la parte media-alta de los flancos (Figura 7.15, zona C). La densidad de diques observada en las galerías para esta zona es de menos de 4 cada 100 m.

Complejo plutónico (o complejo basal)

Los complejos basales representan la fase de crecimiento submarino de las islas y las raíces subvolcánicas de todas sus etapas de crecimiento. Principalmente están formados por rocas plutónicas y se encuentran atravesados por numerosos diques.

En el Archipiélago Canario estos complejos afloran en las islas de La Palma, Fuerteventura y La Gomera.

En el modelo se ha considerado la presencia de un complejo plutónico (intrusivo), teniendo en cuenta que forman parte del crecimiento de las islas volcánicas. Sin embargo no hay evidencias de su localización en el interior de la isla en la zona de estudio.

7.3.4. INCERTIDUMBRES DEL MODELO

Las principales incertidumbres del modelo geológico se encuentran en los límites de los materiales definidos en el la parte sumergida de edificio. Ante la ausencia de investigaciones realizadas sobre los materiales submarinos de Tenerife, los materiales y sus límites se han establecido en función de datos bibliográficos de otras islas y consultas a expertos. Por otra parte, en la isla de Tenerife no se han encontrado afloramientos correspondientes a complejos plutónicos.

Los contactos establecidos entre los materiales subaéreos se apoyan en la interpretación de datos objetivos obtenidos en esta investigación. Si bien, cabe destacar que los contactos entre los diversos tipos de materiales volcánicos propuestos no son contactos netos, sino de tipo transicional.

Las incertidumbres del modelo geológico se han representado en la Figura 7.16.

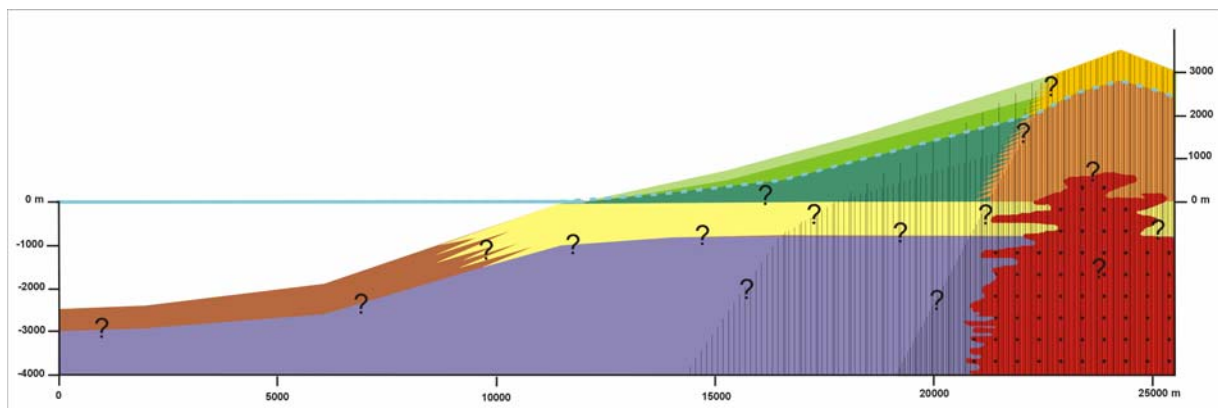


Figura 7.16. Esquema del modelo geológico con sus principales incertidumbres

7.4. MODELO GEOMECÁNICO

En el modelo geomecánico se definen las propiedades geomecánicas que caracterizan a los materiales del modelo geológico, necesarias para la realización de los análisis de estabilidad.

La caracterización de un edificio volcánico es una tarea de gran complejidad dadas sus dimensiones y la gran heterogeneidad y variedad de materiales que lo constituyen. Estos motivos hacen que sea necesario asumir, dada la escala de trabajo, que sectores formados por diversos tipos de materiales/litologías presentan unas propiedades mecánicas

similares, representativas del conjunto, y definidas por las características de los macizos rocosos que los forman.

En este apartado se definen las diferentes unidades del modelo geomecánico y se estiman sus propiedades geomecánicas. El objetivo principal es la obtención de los parámetros representativos del comportamiento mecánico de cada una de ellas.

Para determinar las propiedades de los materiales del modelo geológico se ha llevado a cabo una revisión bibliográfica y se han tenido en cuenta los datos y observaciones obtenidos en el campo, tanto en afloramientos como en galerías y sondeos.

Para la definición de los parámetros resistentes, la metodología desarrollada se ha basado en la aplicación del criterio de Hoek y Brown. Este criterio, válido para macizos rocosos isótropos, tiene en cuenta los factores que determinan la rotura de un medio rocoso a gran escala y proporciona los valores de los parámetros relativos a la resistencia del material.

Los parámetros resultantes cuantifican las características geomecánicas de las unidades definidas en el modelo geomecánico de manera global, por lo que han de ser tomados como valores representativos.

Se ha seguido el siguiente esquema de trabajo:

- Definición de las unidades litológicas del modelo geomecánico, a partir del modelo geológico, y estimación de los porcentajes relativos (según los volúmenes) de los distintos tipos de materiales que constituyen cada una de las unidades.
- Determinación de las propiedades de los materiales volcánicos que forman las unidades del modelo.
- Obtención de los parámetros necesarios para la aplicación del criterio de Hoek y Brown (considerando las proporciones y propiedades de los materiales de cada una de las unidades).
- Aplicación del criterio de Hoek y Brown para la obtención de las propiedades resistentes representativas de las unidades del modelo geomecánico, que serán utilizadas en los análisis de estabilidad.

7.4.1. UNIDADES LITOLÓGICAS DEL MODELO GEOMECÁNICO

La determinación de las unidades del modelo geomecánico, que incorporan los materiales a los que se atribuirá un comportamiento mecánico similar, se ha basado en las características de los diferentes materiales del modelo geológico (Apartado 7.3).

Para su definición se han tenido en cuenta los siguientes aspectos:

- Materiales predominantes.
- Grado de alteración.
- Densidad de intrusión de diques.

A continuación se enumeran las unidades del modelo geomecánico, tanto de la parte emergida como de la parte sumergida del edificio volcánico (la numeración empleada se mantendrá a lo largo del capítulo para hacer referencia a cada una de las unidades en las distintas tablas que se presentan).

Unidades del edificio emergido:

En los flancos:

1. Coladas recientes por encima del nivel freático.
2. Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático.
3. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático:
 - 3a. con intrusión de diques nula o poco intensa.
 - 3b. con intrusión de diques intensa.

En el eje estructural:

4. Piroclastos y coladas por encima del nivel freático con intrusión de diques intensa.
5. Piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático con intrusión de diques muy intensa.

Unidades del edificio sumergido:

6. Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas:
 - 6a. con intrusión de diques nula o poco intensa.
 - 6b. con intrusión de diques intensa.
7. Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos:
 - 7a. con intrusión de diques nula o poco intensa.
 - 7b. con intrusión de diques intensa.
8. Depósitos de materiales fragmentarios removilizados.
9. Diques y/o cuerpos intrusivos.

Las unidades del modelo geomecánico se han representado en la Figura 7.17.

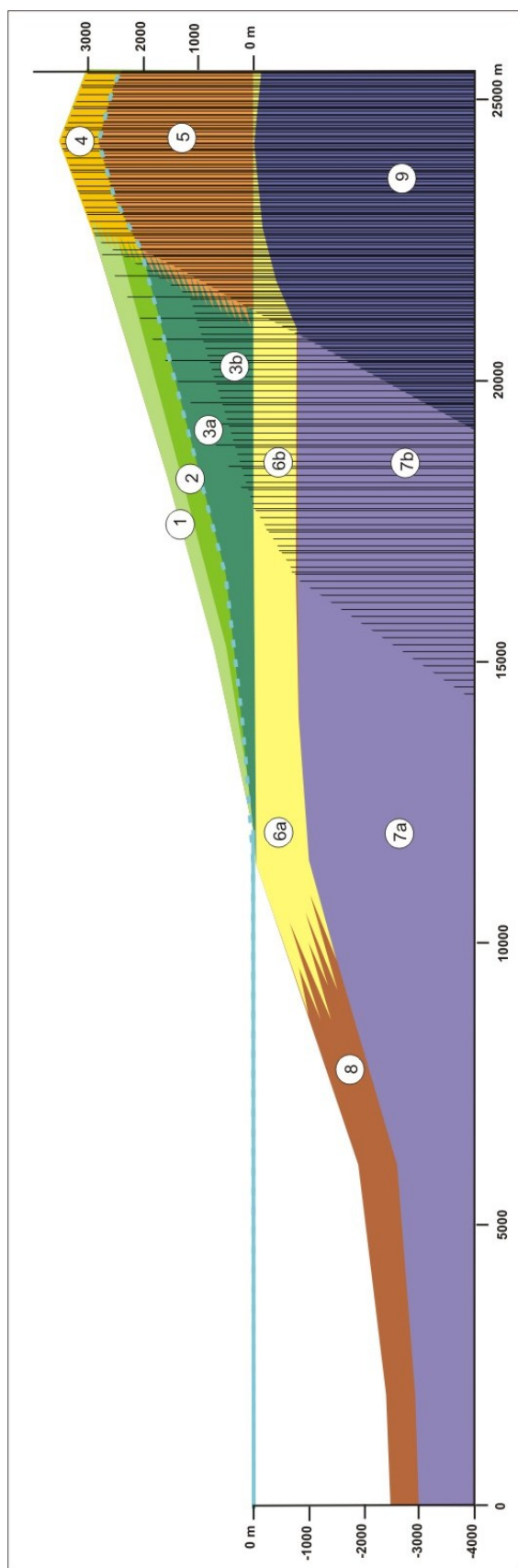


Figura 7.17. Unidades del modelo geomecánico (nivel del mar: línea continua azul; nivel freático: línea discontinua azul)

Unidades del edificio emergido:

- 1) Coladas recientes por encima del nivel freático.
- 2) Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático.
- 3a) Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático.
- 3b) Coladas y piroclastos alterados con intrusión de diques intensa por debajo del nivel freático.
- 4) Piroclastos y coladas con intrusión de diques intensa por encima del nivel freático.
- 5) Piroclastos y coladas muy alterados con intrusión de diques muy intensa por debajo del nivel freático.

Unidades del edificio sumergido:

- 6a) Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas.
- 6b) Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas con intrusión de diques intensa.
- 7a) Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos.
- 7b) Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos con intrusión de diques intensa.
- 8) Depósitos de materiales fragmentarios removilizados.
- 9) Diques y/o cuerpos intrusivos.

Para cada una de las unidades se han calculado los porcentajes representativos (volumen relativo) de cada uno de los materiales que las forman. Estos porcentajes se han estimado a partir observaciones de campo, datos de bibliografía y consultas a expertos.

En las Tablas 7.1 y 7.2 se indican los porcentajes calculados para las unidades del edificio emergido y sumergido, respectivamente.

Tabla 7.1. Proporciones relativas de los materiales que constituyen cada una de las unidades del modelo geomecánico en su parte emergida

Unidades del modelo geomecánico	Coladas (tramo masivo)	Coladas (tramo de escorias)	Coladas alteradas	Piroclastos	Diques
1	60%	40%			
2	70%	30%			
3a	45%		45%	10%	
3b			80%	10%	10%
4	30%	20%		40%	10%
5			40%	30%	30%

Tabla 7.2. Proporciones relativas de los materiales que constituyen cada una de las unidades del modelo geomecánico en su parte sumergida

Unidades del modelo geomecánico	Materiales fragmentarios submarinos	Lavas almohadilladas	Diques
6a	70%	30%	
6b	65%	25%	10%
7a	10%	90%	
7b	5%	85%	10%
8	(Depósitos de materiales fragmentarios removilizados: ver Apartado 7.4.4)		
9		5%	95%*

*Diques y/o cuerpos intrusivos

7.4.2. PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LOS MATERIALES

Para determinar las propiedades geomecánicas de los materiales que forman las unidades del modelo geomecánico se ha llevado a cabo una revisión bibliográfica exhaustiva (Anexo III.1). Los datos recopilados han sido analizados con el objetivo de establecer los intervalos entre los que varían las propiedades de los distintos tipos de materiales y los valores representativos de cada una de ellas (Anexo III.2). Las observaciones realizadas en campo y los índices geomecánicos representativos de los materiales de la zona de estudio se han considerado de manera especial a la hora de determinar los valores que serán empleados en el cálculo de los parámetros de las unidades del modelo. Los índices y propiedades seleccionados se recogen en la Tabla 7.3.

Tabla 7.3. Valores representativos de los materiales volcánicos empleados en el cálculo de las propiedades de las unidades del modelo geomecánico

Material	⁽¹⁾ σ_{ci} (MPa)	⁽²⁾ RMR*	⁽³⁾ GSI*	⁽⁴⁾ m_i	⁽⁵⁾ γ_{seco} (kN/m ³)	⁽⁵⁾ $\gamma_{saturado}$ (kN/m ³)
Coladas (tramo masivo)	98	57-68	52-63	20	24,7	25,4
Coladas alteradas	46	44-55	39-50	20	17,5	18,4
Diques	175	55-70	50-65	20	27,6	28,4
Escorias	34	-	14-25	15	14,8	16,6
Piroclastos	2	-	9-20	15	12,2	14,6
Mat. fragmentarios submarinos	6	-	10-21	15	20,5	24,5
Lavas almohadilladas	150	63-68	58-63	20	27,5	28,3

*Los valores inferiores de los intervalos de este campo serán tomados como valores representativos de los materiales que se encuentran por debajo del nivel freático.

⁽¹⁾ Resistencia a compresión simple: valores obtenidos a partir de datos recopilados de ensayos de laboratorio, teniendo en cuenta las observaciones y medidas realizadas en campo (ver Anexo III.2).

⁽²⁾ RMR: valores obtenidos a partir de datos de campo (ver Anexo III.2).

⁽³⁾ GSI: valores obtenidos a partir de los valores de RMR ($GSI=RMR-5$) y de los gráficos de Hoek y Brown (1997) y RocLab (2004) (ver Anexo III.2).

⁽⁴⁾ Parámetro m_i : valores representativos según Hoek y Brown (1997) y RocLab (2004).

⁽⁵⁾ Peso específico (γ): los valores se han obtenido a partir de los resultados de ensayos de los datos recopilados (ver Anexo III.2).

7.4.3. APLICACIÓN DEL CRITERIO DE HOEK Y BROWN

Para obtener las propiedades resistentes de los macizos rocosos representativos de las unidades del modelo geológico se ha aplicado el criterio de Hoek y Brown (Hoek et al., 2002). Este criterio proporciona las propiedades resistentes y deformaciones de los materiales. El criterio se ha aplicado mediante el programa RocLab (rocscience.com). Los parámetros de entrada necesarios son los siguientes:

- Resistencia a compresión simple de la roca intacta (σ_{ci}).
- Índice geológico de resistencia, GSI.
- Parámetro de la roca intacta m_i .
- Factor D.
- Características del intervalo de la envolvente de rotura (σ_{3max}).

A continuación se detalla la metodología empleada para la obtención cada uno de estos parámetros.

Los valores resultantes, obtenidos teniendo en cuenta las proporciones y características de los materiales que forman cada una de las unidades, se considerarán parámetros “equivalentes” (eq.) representativos de las propiedades de las unidades del modelo geomecánico.

Resistencia a compresión simple de la roca intacta

Para obtener un valor “equivalente” de la resistencia a compresión simple de la “roca intacta” representativa de cada una de las unidades del modelo geomecánico se ha aplicado el criterio de Laubscher (1984). Este criterio proporciona el valor de resistencia a compresión simple representativo de un macizo formado por dos materiales de distinta resistencia.

Los valores de resistencia a compresión simple equivalentes obtenidos se recogen en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4. Resistencia a la compresión simple equivalente obtenida para las unidades del modelo geomecánico aplicando el criterio de Laubscher (1984)

Unidades del modelo geomecánico	$\sigma_{ci \text{ eq.}}$ (MPa)
1	58,8
2	66,2
3a	44,9
3b	34,1
4	20,1
5	28,9
6a	19,5
6b	21,9
7a	111,8
7b	126,9
9	166,3

Peso específico, m_i y GSI

Los valores de peso específico, m_i y GSI de las unidades de modelo geomecánico se han calculado según las proporciones de cada uno de los materiales volcánicos en las unidades del modelo (Tablas 7.1 y 7.2), en función de sus valores representativos de estas propiedades (Tabla 7.3). Los resultados obtenidos se recogen en la Tabla 7.5.

Tabla 7.5. Valores equivalentes de γ , GSI y m_i para las unidades del modelo geomecánico obtenidos según los porcentajes relativos de cada material en cada unidad

Unidades del modelo geomecánico	Porcentajes relativos	$\gamma_{eq.}$ (KN/m ³)	GSI _{eq.}	$m_{i \text{ eq.}}$
1	Coladas (masivo) 60% Escorias 40%	20,7	47,8	18,0
2	Coladas (masivo) 70% Escorias 30%	21,7	51,6	18,5
3a*	Coladas (masivo) 45% Coladas alt. 45% Piroclastos 10%	21,2	41,9	19,5

Unidades del modelo geomecánico	Porcentajes relativos	$\gamma_{eq.}$ (KN/m ³)	GSI _{eq.}	m _{i eq.}
3b*	Coladas alt. 80% Piroclastos 10% Diques 10%	24,4	37,1	19,5
4	Coladas (masivo) 30% Escorias 20% Piroclastos 40% Diques 10%	18,0	38,4	17,0
5*	Coladas alt. 40% Piroclastos 30% Diques 30%	20,3	33,3	18,5
6a*	Mat. frag. sub. 70% Lavas almohadilladas 30%	25,6	24,4	16,5
6b*	Mat. frag. sub. 65% Lavas almohadilladas 25% Diques 10%	25,8	26,0	16,8
7a*	Lavas almohadilladas 90% Mat. frag. sub. 10%	27,9	53,2	19,5
7b*	Lavas almohadilladas 85% Mat. frag. sub. 5% Diques 10%	28,1	54,8	19,8
9*	Diques 95% Lavas almohadilladas 5%	28,4	50,4	20,0

* Las unidades 3a, 3b, 5, 6 y 7 se encuentran por debajo del nivel freático, por lo que se han tenido en cuenta los valores de peso específico saturado y los valores inferiores de GSI de la Tabla 7.3

Características de la envolvente de rotura

La aplicación del criterio de Hoek y Brown (mediante el programa RocLab) ofrece varias posibilidades para determinar las características del intervalo de la envolvente de rotura. La opción seleccionada refleja la dependencia de las propiedades resistentes y elásticas del macizo del estado de esfuerzos, que varía, a su vez, con la profundidad.

El valor de σ_{3max} se ha calculado considerando un estado tensional elástico, resultando:

$$\sigma_1 = \gamma h$$

$$\sigma_3 = 0,33\sigma_1$$

siendo σ_1 el esfuerzo principal mayor, σ_3 el esfuerzo principal menor, h el espesor de la unidad y γ el peso específico equivalente de la unidad.

Los resultados de σ_{3max} obtenidos, y los datos empleados para su obtención, se recogen en la Tabla 7.6.

Tabla 7.6. Datos que determinan las características del intervalo de la envolvente de rotura y valor de $\sigma_{3\max}$ en cada una de las unidades del modelo geomecánico

Unidades del modelo geomecánico	Espesor máximo unidad (m)	Unidades por encima	$\sigma_{1\max}$ (MPa)*	$\sigma_{3\max}$ (MPa)
1	300	-	6,2	2,1
2	350	1	13,8	4,6
3a	850	1 y 2	31,8	10,5
3b	1.300	1, 2 y 3a	63,5	21,0
4	700	-	12,6	4,2
5	2.800	4	65,6	21,6
6a	950	-	24,4	8,0
6b	800	1, 2, 3a y 3b	84,2	27,8
7a	2.800	6a	101,4	33,5
7b	3.200	1, 2, 3a y 3b	153,6	50,7
9	4.000	4 y 5	182,9	60,4

*Los valores de γ empleados para la obtención de $\sigma_{1\max}$ son los recogidos en Tabla 7.5

Síntesis de los parámetros obtenidos

En la Tabla 7.7 se incluyen los parámetros necesarios para la aplicación del criterio de Hoek y Brown obtenidos anteriormente.

Tabla 7.7. Parámetros necesarios para la aplicación de criterio de Hoek y Brown

Unidades del modelo geomecánico	$\sigma_{ci \text{ eq.}}$ (MPa)	$GSI_{eq.}$	$m_i \text{ eq.}$	$\sigma_{3\max}$ (MPa)
1. Coladas recientes por encima del nivel freático	58,8	48	18,0	2,1
2. Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático	66,2	52	18,5	4,6
3a. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático	44,9	42	19,5	10,5
3b. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático, con intrusión de diques intensa	34,1	37	19,5	21,0
4. Piroclastos y coladas por encima del nivel freático, con intrusión de diques intensa	20,1	38	17,0	4,2
5. Piroclastos y coladas muy alterados, por debajo del nivel freático con intrusión de diques muy intensa	28,9	33	18,5	21,6
6a. Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas	19,5	24	16,5	8,0
6b. Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas con intrusión de diques intensa	21,9	26	16,8	27,8
7a. Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos	111,8	53	19,5	33,5
7b. Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos, con intrusión de diques intensa	126,9	55	19,8	50,7
9. Diques y/o cuerpos intrusivos	166,3	50	20,0	60,4

La resistencia a compresión simple “equivalente” de las unidades del modelo varía de 19 a 166 MPa. Según la clasificación de la resistencia de la ISRM (*International Society for Rocks Mechanics*), las unidades pueden describirse de la siguiente forma:

- Las unidades formadas principalmente por lavas almohadilladas (7a y 7b) y diques (9) son muy duras.
- Las unidades formadas por coladas y escorias localizadas por encima del nivel freático (1 y 2) son duras; sin embargo, las que se encuentran por debajo del nivel freático (3a, 3b y 5) son moderadamente duras. Esta disminución es reflejo de que la alteración aumenta con la profundidad.
- El resto de las unidades (4, 6a y 6b) tiene valores de resistencia correspondientes a rocas blandas debido a la importante presencia de materiales volcanoclásticos (pirocásticos en el caso de la unidad 4, y hialoclásticos en el caso de las unidades 6a y 6b).

Los valores del índice GSI de las unidades del modelo varían entre 24 y 54. Los valores menores son representativos de macizos rocosos muy fracturados con alto contenido de finos. Los valores mayores son representativos de macizos formados por bloques irregulares parcialmente alterados (Hoek y Brown, 1997):

- Las unidades del modelo con valores menores son aquellas en las que los materiales fragmentarios se encuentra en mayor proporción (6a y 6b).
- En las unidades formadas por piroclastos y coladas alteradas los valores de GSI son superiores dado que su proporción de material fragmentario es menor.
- Los valores más altos se encuentran en las unidades menos fracturadas formadas principalmente por coladas o lavas almohadilladas.

Los valores de m_i varían entre 16,5 y 20. Este parámetro, que es una constante empírica, refleja las características del macizo rocoso predominante en las unidades:

- La presencia de materiales fragmentarios submarinos, piroclastos o escorias hace que este valor disminuya.
- Por el contrario la presencia de coladas o diques hace que aumente.

El valor de σ_{3max} depende del espesor máximo de materiales situados sobre las unidades:

- Los valores de las unidades de la parte emergida más superficiales (1, 2 y 4) son inferiores a 5 MPa, sin embargo los que se encuentran a profundidades mayores llegan hasta 21 MPa.
- En las unidades localizadas en la parte sumergida cabe destacar la diferencia entre los materiales fragmentarios submarinos localizados en la parte exterior de los flancos y los que se encuentran en la parte interior (8 y 29 MPa).
- Los valores máximos se alcanzan en las unidades más profundas del modelo formadas principalmente por lavas almohadilladas y diques (y/o cuerpos intrusivos).

Los parámetros obtenidos para cada una de las unidades del modelo geomecánico son consistentes con las características de los materiales y de los macizos rocosos que las constituyen. Estos valores reflejan las propiedades del conjunto de manera coherente y justificada, por lo que se han considerado válidos para la aplicación del criterio de Hoek y Brown.

7.4.4. PROPIEDADES RESISTENTES DE LAS UNIDADES DEL MODELO GEOMECÁNICO

Los parámetros resistentes c y ϕ (cohesión y fricción) obtenidos de la aplicación del criterio de Hoek y Brown, que serán empleados en los análisis de estabilidad, se recogen en la Tabla 7.8 (en el Anexo III.3 se encuentran los datos y figuras obtenidos de la aplicación del programa RocLab).

Tabla 7.8. Parámetros resistentes de los macizos rocosos obtenidos de la aplicación del criterio de Hoek y Brown

Unidades del modelo geomecánico	c (MPa)	ϕ (°)
1. Coladas recientes por encima del nivel freático	0,9	51
2. Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático	1,7	47
3a. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático	2,3	34
3b. Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático con intrusión de diques intensa	3,1	25
4. Piroclastos y coladas, por encima del nivel freático, con intrusión de diques intensa	0,9	33
5. Piroclastos y coladas muy alterados por debajo del nivel freático con intrusión de diques muy intensa	2,8	22
6a. Materiales fragmentarios submarinos	1,0	23
6b. Materiales fragmentarios submarinos con intrusión de diques intensa	2,5	17
7a. Lavas almohadilladas	8,0	36
7b. Lavas almohadilladas con intrusión de diques intensa	11,4	34
9. Diques y/o cuerpos intrusivos	13,2	33

Los valores de cohesión y fricción obtenidos para los macizos rocosos que forman las unidades del modelo geomecánico varían entre 0,9 y 13,2 MPa y 17° y 51°.

Los valores para las unidades localizadas en los flancos (en los que destaca la presencia de coladas y donde, con el aumento de la profundidad, la alteración y la densidad de intrusión de diques son mayores) son $c = 0,9-3,1$ MPa y $\phi = 51-25^\circ$.

Los valores obtenidos para las unidades del eje estructural (en los que destaca la presencia de piroclastos y donde la alteración y la intrusión es muy intensa, principalmente en la zona situada por debajo del nivel freático) son $c = 0,9-2,8$ MPa y $\phi = 33-22^\circ$.

Los valores obtenidos para las unidades formadas principalmente por materiales fragmentarios submarinos (divididos en dos zonas en función de la densidad de diques y condicionados por los esfuerzos debidos al diferente recubrimiento de los materiales que les recubren) son $c = 1,0-2,5$ MPa y $\phi = 23-17^\circ$.

Finalmente, los valores obtenidos para las unidades constituidas por lavas almohadilladas y diques y/o cuerpos intrusivos (localizadas en la parte inferior e interior del modelo) son $c = 8,0-13,2$ MPa y $\phi = 36-33^\circ$.

Propiedades de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados

Los materiales que forman los depósitos de materiales fragmentarios removilizados (unidad 8 del modelo geomecánico) no han sido incluidos en los anteriores análisis por no considerarse macizos rocosos. Estos materiales pueden clasificarse geomecánicamente como suelos, y como tales se les puede asignar unas propiedades representativas.

Con vistas a su caracterización geomecánica se han considerado las siguientes propiedades:

Cohesión $\approx 0,5-1$ MPa

Ángulo de fricción $\phi \approx 20^\circ$

Peso específico $\gamma_{\text{sat}} \approx 2$ t/m³

Representatividad y comparación de los resultados

Los valores de cohesión y fricción de los macizos rocosos dependen de las propiedades de los materiales, las características de los macizos y el valor de los esfuerzos a los que están sometidos (según el criterio de Hoek y Brown, a mayores profundidades la cohesión aumenta y la fricción disminuye).

Los valores obtenidos anteriormente son representativos del modelo geológico analizado. A continuación se comparan estos resultados, de forma orientativa, con los obtenidos por algunos autores como Apuani et al. (2005b) con la finalidad de analizar la estabilidad del Strómboli (Italia).

Estos autores emplean una metodología también basada en la aplicación del criterio de Hoek y Brown para la obtención de las propiedades del modelo geomecánico. Algunas de las diferencias más importantes radican en que éstos no consideran la presencia de diques a la hora de evaluar las propiedades de los materiales. Por otra parte en su modelo no se incluyen materiales submarinos.

Apuani et al. (2005b) proponen cuatro unidades principales para definir el modelo, constituidas por los siguientes materiales: 1) Coladas, 2) Coladas y escorias, 3) Escorias y 4) Piroclastos. Los valores de cohesión y fricción de los macizos rocosos obtenidos para cada una de ellas son los siguientes: 1) $c = 1,5-3,9$ MPa y $\phi = 43-31^\circ$, 2) $c = 1,1-2,8$ MPa y $\phi = 35-25^\circ$, 3) $c = 0,8-2,0$ MPa y $\phi = 29-20^\circ$ y 4) $c = 0,6-1,4$ MPa y $\phi = 23-15^\circ$ (considerando $\sigma_{3 \max} = 5-20$ MPa).

Comparando estos resultados con los obtenidos para el presente estudio se observa que:

- Las unidades 1, 2 y 3 (Apuani et al., 2005b), formadas por coladas y escorias tienen valores de cohesión y fricción (0,8-3,9 MPa y $43-20^\circ$) parecidos a los valores de las unidades de los flancos del modelo analizado (0,9-3,1 MPa y $51-25^\circ$) formadas igualmente por coladas y escorias.
- Los valores asignados a la unidad 4 (Apuani et al., 2005b), formada por piroclastos (0,6-1,4 MPa y $23-15^\circ$) son comparables a los de la parte superior del eje estructural del modelo analizado (0,8 MPa y 33°).

Las pequeñas diferencias observadas en estos parámetros no son contradictorias, sino que más bien son propias de las diferencias entre las condiciones particulares analizadas en cada caso.

No se dispone de datos o referencias de trabajos en los que se determinen valores de cohesión y fricción de macizos rocosos formados por materiales volcánicos submarinos. Por esta razón, los parámetros obtenidos para las unidades localizadas en la parte sumergida del modelo no han podido ser contrastados.

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE LOS FACTORES QUE INCIDEN EN EL DESENCADENAMIENTO DE LOS DESLIZAMIENTOS

- 8.1. Sismicidad
 - 8.1.1. Aspectos generales
 - 8.1.2. Consideraciones sobre la sismicidad y la peligrosidad sísmica en Canarias
 - 8.1.3. Valores de aceleración sísmica considerados
- 8.2. Intrusión de diques
 - 8.2.1. Aspectos generales
 - 8.2.2. Valores de presión horizontal de diques considerados
- 8.3. Otros factores

CAPÍTULO 8. ANÁLISIS DE LOS FACTORES QUE INCIDEN EN EL DESENCADENAMIENTO DE LOS DESLIZAMIENTOS

En este capítulo se analizan los factores que se considera pueden incidir en la ocurrencia de los grandes deslizamientos de flancos volcánicos, característicos y asociados a los procesos volcánicos.

Entre los factores desencadenantes de deslizamientos en volcanes (descritos en el Apartado 3.1.5) se tratan aquí, por su especial importancia en el contexto geológico analizado, la sismicidad y la intrusión de diques.

En el presente capítulo se destacan diversos aspectos relacionados con cada uno de estos factores y se exponen los argumentos y criterios a partir de los que se han obtenido los valores de los parámetros que los gobiernan y que serán empleados en los análisis geomecánicos.

8.1. SISMICIDAD

8.1.1. ASPECTOS GENERALES

La sismicidad es el parámetro que describe la actividad sísmica en un área geográfica determinada. A grandes rasgos, viene definida por el número de sismos producidos en una zona y por su intensidad o magnitud.

La intensidad es una medida cualitativa o cuantitativa de la severidad de la sacudida del terreno producida por un sismo en un determinado lugar. Este parámetro depende del lugar de observación y en general decrece en función de la distancia a la fuente sísmica. La magnitud es una medida cuantitativa (instrumental) del tamaño de un sismo en su fuente, se relaciona con la energía sísmica liberada y es independiente del sitio de observación.

Los “movimientos fuertes de terreno” (*strong ground motion*) se caracterizan por su amplitud, frecuencia y duración. El parámetro de amplitud que se emplea con más frecuencia es la aceleración máxima horizontal, también denominada aceleración de pico o PGA (*peak ground acceleration*). La aceleración se expresa habitualmente, normalizada con respecto a la aceleración de la gravedad, en unidades “g”.

En aplicaciones de ingeniería geológica, como el cálculo de estabilidad de taludes, la aceleración máxima horizontal (PGA) es el parámetro que representa normalmente la acción sísmica en los cálculos.

El valor de la aceleración en un punto determinado tras un terremoto depende, principalmente, de la magnitud del mismo, la distancia a la fuente de liberación de energía y las condiciones y características geomecánicas del suelo. A partir del estudio estadístico de estos parámetros se obtienen ecuaciones empíricas denominadas leyes o funciones de atenuación. Estas funciones permiten predecir el valor de la aceleración (u otros parámetros

de movimiento) en función de la magnitud del terremoto, la distancia al mismo y el tipo de terreno. Una de las leyes de atenuación más utilizadas en países europeos es la de Ambraseys et al. (1996).

En el caso de Canarias no existe ninguna ley de atenuación específica (ni registros de acelerógrafos). La única función de atenuación obtenida para un archipiélago volcánico es la desarrollada por Munson y Thurber (1997) para Hawai. Esta función se expresa de la siguiente forma:

$$\log_{10} PGA = 0,518 + 0,387 (M - 6) - \log_{10} r - 0,00256r - 0,335S$$

siendo M la magnitud del terremoto, $r = (d^2 + 11,29^2)^{1/2}$, r la distancia al área fuente y el valor de S igual a 1 si son lavas e igual a 0 si son cenizas.

En la Figura 8.1 aparecen representadas ambas funciones.

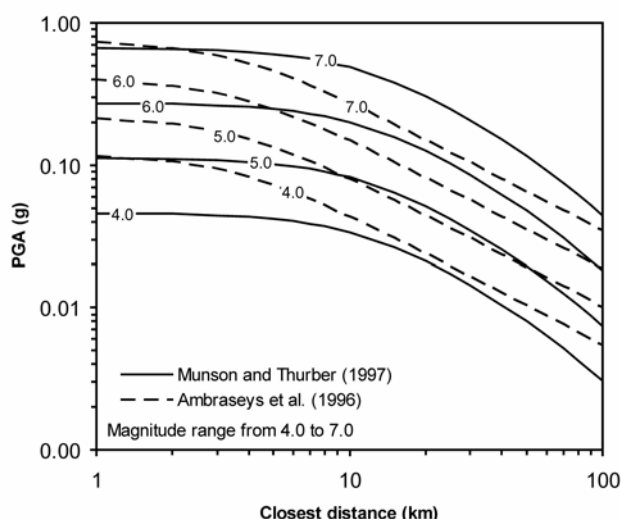


Figura 8.1. Curvas de atenuación de PGA para M_w de 4,0 a 7,0 según las leyes de atenuación de Ambraseys et al. (1996) y Munson y Thurber (1997) (en González de Vallejo et al., 2006)

En general, los sismos volcánicos tienen magnitudes máximas de 5. Teniendo en cuenta que tienen lugar a profundidades de menos de 10 km se obtienen valores de aceleración del orden de 0,1 g. Sin embargo, puede haber excepciones como fue el caso del terremoto ocurrido el 15 de octubre de 2006 en la isla de Hawai en el que se registró una aceleración de pico de 1,2 g para un terremoto de magnitud 6 (Medley, 2007).

Los valores de aceleración máxima, para distintos periodos de tiempo, se determinan en los estudios peligrosidad sísmica a partir de los terremotos ocurridos en la zona. En los estudios probabilísticos se determinan las aceleraciones máximas que se pueden dar en un área determinada para periodos de retorno determinados.

Para definir los valores de aceleración representativos de la zona de estudio se han considerado las características del catálogo sísmico de Canarias y los trabajos sobre peligrosidad sísmica realizados en el Archipiélago.

8.1.2. CONSIDERACIONES SOBRE LA SISMICIDAD Y LA PELIGROSIDAD SÍSMICA EN CANARIAS

Catálogo sísmico del Archipiélago Canario

El catálogo sísmico de Canarias, que recoge la información disponible sobre los sismos ocurridos y documentados, se puede dividir en dos períodos principales: histórico o pre-instrumental, e instrumental.

El comienzo del período histórico se remonta al siglo XIV. Durante este periodo destacan los eventos registrados en la isla de La Palma en 1677 ($I_{MSK}=VII-VIII$), asociado a la erupción del volcán San Antonio, y el registrado cerca de Yaiza (Lanzarote) en 1730 ($I_{MSK}=X$), relacionado con la erupción del volcán de Timanfaya (1730-1736).

Otros terremotos destacables tuvieron lugar en 1920 y 1949 en Cumbre Vieja (La Palma) ($I_{MSK}=VII$), en Ingenio (Gran Canaria) en 1913 ($I_{MSK}=VII$), y en Fuerteventura en 1915 y 1917 (ambos $I_{MSK}=VII$). En el Archipiélago han sido localizados muchos otros sismos con intensidad VI y V.

Ya en el periodo instrumental, la primera red sísmica en las islas comenzó a funcionar en 1975, compuesta de tres estaciones situadas en Tenerife, La Palma y El Hierro. Durante los años 80, la red fue extendida a otras islas. Desde 1990, la mayor parte de las estaciones han sido actualizadas con instrumentos de banda ancha de la grabación digital.

El catálogo instrumental se compone sobre todo de pequeños eventos distribuidos preferencialmente alrededor de Gran Canaria y de Tenerife, particularmente entre las dos islas. Los terremotos más importantes ocurridos durante el periodo instrumental fueron registrados el 22 de enero de 1991 y el 9 de mayo de 1989. El acontecimiento de 1991 ($m_{BLG}=5.1$) se localizó 60 km al sudoeste de La Palma y el de 1989 ($m_{BLG}=5.2$) entre Gran Canaria y Tenerife, con el hipocentro a varios kilómetros de profundidad. Según Mezcua et al. (1990), la fuente de este último fue la falla localizada entre Gran Canaria y Tenerife.

Por otra parte, con respecto a la actividad sísmica reciente cabe mencionar el notable incremento ocurrido durante los meses de mayo a julio de 2004 en Tenerife, siendo este periodo uno de los más importantes de los últimos años. La actividad comenzó en abril de 2004 con la ocurrencia de varios terremotos al NW de El Teide, algunos de ellos con magnitud >3 . Las señales registradas por tres antenas sísmicas instaladas en Las Cañadas fueron analizadas por Almendros et al. (2007) quienes observaron no sólo la ocurrencia de terremotos volcano-tectónicos relacionados con el volcán Teide, sino también las señales correspondientes a la actividad producida por la interacción con fluidos volcánicos, incluyendo entre ellas el primer temblor volcánico (*tremor*) registrado en el Teide.

Peligrosidad sísmica en el Archipiélago Canario

Como se ha mencionado, el objetivo de los análisis de peligrosidad sísmica es obtener una estimación razonable de que un determinado valor de aceleración máxima horizontal (u otro parámetro que describe el movimiento fuerte del suelo) se supere en un emplazamiento concreto en un tiempo determinado. Los análisis se realizan mediante el método determinista o el método probabilista. Este último, el más utilizado, proporciona la probabilidad de que en una zona se supere un determinado valor de aceleración.

Los estudios sobre sismicidad y peligrosidad sísmica en el Archipiélago Canario son muy escasos. Hasta hace relativamente poco tiempo la única referencia a la peligrosidad sísmica en Canarias se encontraba en la Norma de Construcción Sismorresistente NCSR-02 (actualización de la NCSE-94). Recientemente han sido publicados los resultados de los estudios de González de Vallejo et al. (2006) y Crespo et al. (2007) en los que se analiza la peligrosidad sísmica en el Archipiélago Canario aplicando el método probabilista.

En la Norma de Construcción Sismorresistente se asigna al Archipiélago un valor de aceleración uniforme de 0,04 g para un periodo de 475 años (probabilidad de excedencia del 10% en 50 años). Sin embargo González de Vallejo et al. (2006) y Crespo et al. (2007) obtienen valores superiores y presentan una variación espacial que contrasta con el valor uniforme que se da en el mapa de la Norma para el conjunto del Archipiélago. En ambos trabajos el valor de la aceleración, para periodos de retorno de 475 años en Santa Cruz de Tenerife, es de 0,06 g.

Sin embargo, para periodos de retorno superiores los valores de aceleración obtenidos en ambos trabajos difieren, siendo superiores los obtenidos por González de Vallejo et al. (2006). Esta diferencias se deben a varios factores entre los que destacan las diferencias metodológicas. González de Vallejo et al. (2006) emplean la ley de atenuación de Munson y Thurber (1997) y utilizan el modelo de capas; Crespo et al. (2007) utilizan la ley de Ambraseys et al. (1996) y consideran un modelo sin zonas. Por otra parte los primeros autores tienen en cuenta la importante falla localizada entre Gran Canaria y Tenerife como fuente de grandes terremotos y consideran la paleosismicidad (González de Vallejo et al., 2003 y 2005).

En la Figura 8.2 se pueden observar los valores de aceleración obtenidos para distintos periodos por González de Vallejo et al. (2006).

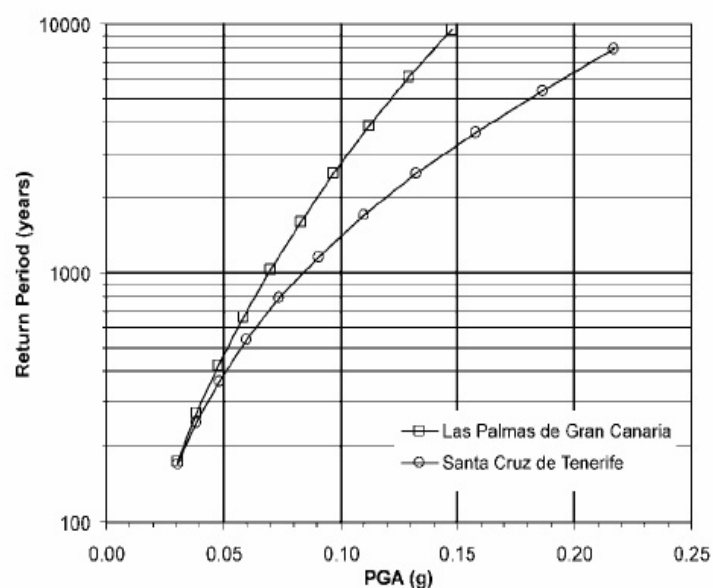


Figura 8.2. Aceleraciones (PGA) para Santa Cruz de Tenerife y Las Palmas de Gran Canaria (González de Vallejo et al., 2006)

En fechas más recientes se ha realizado un estudio (García-Mayordomo et al., 2008) centrado en el análisis de posibles los escenarios sísmicos de los paleo-deslizamientos de Güímar y La Orotava en el que se ha calculado la peligrosidad sísmica en ambos emplazamientos en términos de aceleración máxima horizontal. En este trabajo se han obtenido valores de 0,2 g para periodos de retorno de 6.000 años, en el caso de Güímar y 11.500 años en el caso de La Orotava.

En la Tabla 8.1 se recogen los valores de aceleración sísmica obtenidos para distintos periodos de retorno por distintos autores.

Tabla 8.1. Datos de aceleración sísmica para la isla de Tenerife

Método	Periodo de retorno (años) / escenario	Lugar	Aceleración PGA (g)	Referencia	Comentarios
Probabilista	475	Islas Canarias	0,04	NCSR-02	Valor cuestionable
Probabilista	475	Santa Cruz de Tenerife	0,06	González de Vallejo et al., 2006	Valor semejante en el área de estudio
Probabilista	475	La Laguna (Tenerife)	0,06	García-Mayordomo et al., 2007	-
Probabilista	475	Santa Cruz de Tenerife	0,06	Crespo et al., 2007	Valor en el área de estudio: 0,06-0,07 g
Probabilista	975	Santa Cruz de Tenerife	0,08-0,09	González de Vallejo et al., 2006	Valor semejante en el área de estudio

Método	Periodo de retorno (años) / escenario	Lugar	Aceleración PGA (g)	Referencia	Comentarios
Probabilista	1.500	Santa Cruz de Tenerife	0,10	González de Vallejo et al., 2006	Interpretación gráfica (Figura 8.2)
Probabilista	2.475	Santa Cruz de Tenerife	0,10-0,11	Crespo et al., 2007	Valor en el área de estudio: 0,11-0,12 g
Probabilista	6.500	Santa Cruz de Tenerife	0,20	González de Vallejo et al., 2006	Interpretación gráfica (Figura 8.2)
Probabilista	6.000 y 11.500	Güímar y La Orotava	0,20	García-Mayordomo et al., 2008	-
Determinista	Falla submarina Gran Canaria-Tenerife	La Laguna (Tenerife)	0,17	García-Mayordomo et al., 2007	-
Paleo-terremoto ($M_m=6,8$ $I_{MM}=IX$)	10-3,5 ka BP	El Médano (Tenerife)	0,30	González de Vallejo et al., 2003	-

Consideraciones sobre la aceleración sísmica en otras regiones volcánicas

En islas volcánicas como las del Archipiélago de Hawaii y las Eolias los valores de máxima aceleración horizontal para periodos de retorno de 475 años reflejados en los mapas de peligrosidad sísmica son de 1,2 g en el caso de Hawaii (Klein et al., 2001) y de 0,07-0,20 g en las Islas Eolias (Gómez et al., 2006).

Por otro lado, cabe destacar los valores aceleración empleados por diversos autores en trabajos sobre análisis de estabilidad:

- Voight et al. (1983) toman un valor de 0,1-0,3 g para los análisis a posteriori (*back-analysis*) del deslizamiento producido en el Mt. St. Helens en 1980, asociado a un terremoto de 5,2 de magnitud.
- Voight y Elsworth (1997) consideran que 0,1 y 0,2 g son aceleraciones características de terremotos en volcanes hawaianos de 7,2 y 6,6 de magnitud, basadas en los sismos producidos en Kalapana (1975) y Kaoiki (1983).
- Apuani et al. (2005b) emplean un valor de 0,15 g en el análisis de estabilidad del Stromboli.
- Hürlimann (1999) asume 0,4 g para analizar la estabilidad de La Orotava.

8.1.3. VALORES DE ACELERACIÓN SÍSMICA CONSIDERADOS

A partir de las consideraciones y datos anteriores se han determinado tres valores de aceleración producida por terremotos representativos de eventos de media, alta y muy alta intensidad (hay que tener en cuenta que la probabilidad de ocurrencia de cada uno de ellos es diferente):

- 0,06 g, representativo de sismicidad probable (periodo de retorno de ≈ 500 años).
- 0,2 g, representativo de sismicidad muy poco probable (periodo de retorno $\approx 6.000-11.500$ años).
- 0,4 g, representativo de sismicidad extremadamente poco probable (de periodo de retorno de decenas de miles de años).

8.2. INTRUSIÓN DE DIQUES

8.2.1. ASPECTOS GENERALES

Un dique es el material magmático que asciende hacia la superficie a favor de una fractura. Si un dique alcanza la superficie tendrá lugar una erupción volcánica.

Para que un dique salga de la cámara magmática es necesario que la presión magmática supere la resistencia a la tracción de las rocas suprayacentes. En su propagación intervendrán varios factores entre los que destacan el gradiente de presión, producido por la diferencia de densidad entre magma y la roca, y los esfuerzos in-situ de la zona. A continuación se amplían estos aspectos.

Según Sparks (1993), las causas de ascenso del magma pueden entenderse, de forma sencilla, en términos de principios hidrostáticos. El flujo de magma se producirá hasta que la presión en la base de la columna (hidrostática) iguale la presión litostática. Si la densidad del magma en la columna es menor que la densidad media de las rocas suprayacentes, la altura de la columna deberá estar por encima de la superficie terrestre. Este desequilibrio de presión produce que el magma fluya hacia la superficie. El flujo cesará cuando se haya construido un edificio de altura suficiente para compensar el desequilibrio. Según esto, el gradiente de presiones que causan el flujo puede definirse como:

$$\frac{dP}{dz} = (\rho_L - \rho_M) g$$

donde ρ_L es la densidad media de la litosfera suprayacente y ρ_M la densidad media de la columna de magma. De este modo la altura del edificio volcánico, h , en el equilibrio hidrostático vendría dada por:

$$h = H \left(\frac{\rho_L - \rho_M}{\rho_M} \right)$$

donde H es la profundidad de la cámara magmática.

La velocidad de propagación de un dique dentro de una fractura esta condicionada por la viscosidad del magma y su valor suele ser de 0,1 a 1 m/s (Sparks, 1993).

Sin embargo, además de las consideraciones hidrostáticas mencionadas, el ascenso del magma depende de otros factores, entre los que destaca el estado de esfuerzos.

Los esfuerzos que actúan en una región volcánica tienen un papel determinante en la propagación y distribución de los diques. Los diques se propagan en la dirección perpendicular al esfuerzo mínimo horizontal compresivo, a lo largo de la dirección del esfuerzo máximo horizontal compresivo (Figura 8.3). Según Nakamura (1977), el ascenso de magma tendrá lugar si la presión magmática se incrementa hasta superar la suma de la resistencia a la tracción de las rocas circundantes y el mínimo esfuerzo compresivo de origen externo; el dique llegará a la superficie provocando una erupción, siempre y cuando la cantidad de magma sea suficiente y su viscosidad lo bastante baja.

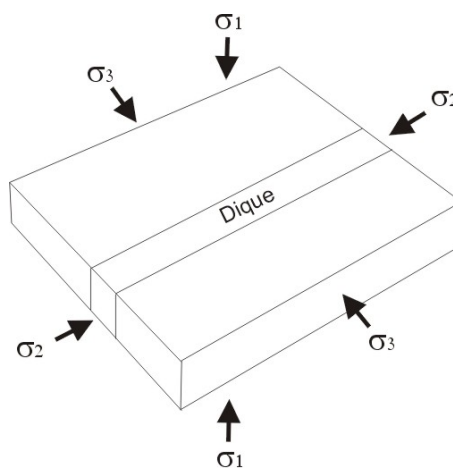


Figura 8.3. Distribución de los esfuerzos principales ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) que determinan la intrusión de dique vertical ($\sigma_1 = \sigma_V$, $\sigma_2 = \sigma_H$, $\sigma_3 = \sigma_h$)

Teniendo en cuenta la importancia de los esfuerzos en la propagación de un dique, se definió el término esfuerzo conductor (ΔP), como la diferencia entre la presión de magma (P_m) y el esfuerzo que actúa perpendicular al dique (S_h) (Figura 8.4). Su valor depende de la posición en la vertical (y) y se expresa de la siguiente forma (Pollard et al., 1983; Rubin y Pollard, 1987; Rubin, 1990):

$$\Delta P(y) = P_m(y) - S_h(y)$$

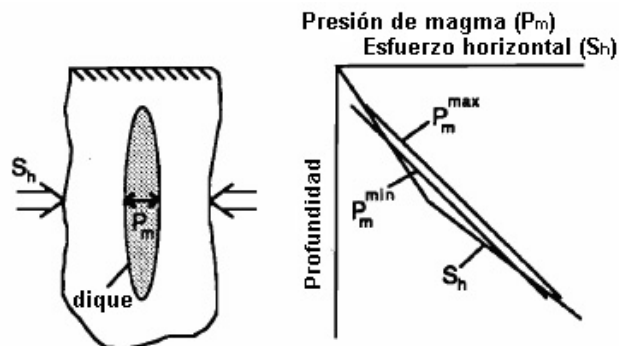


Figura 8.4. Representación de la presión conductora de un dique como la diferencia entre la presión de magma (P_m) y el estado de esfuerzos horizontal (S_h) (Rubin, 1990)

Mediante esta relación Rubin (1990) explicó las diferencias de espesor observadas entre los diques localizados en las zonas de *rift* de Islandia y los de Hawái. El hecho de que los diques de Islandia sean más potentes que los de Hawái se justifica dadas las diferencias en el contexto tectónico y en el aporte de magma entre ambas zonas. El predominio de fallas normales y la existencia de esfuerzos extensionales perpendiculares a la zona de *rift* en Islandia, permite que los diques intruyan (si hay magma disponible) con menores presiones absolutas, ya que las presiones conductoras son mayores. En Hawái, las intrusiones se deben fundamentalmente al aporte más continuo y la presión del magma.

Si los esfuerzos horizontales compresivos superan el esfuerzo vertical, bien por procesos tectónicos o por procesos volcánicos, se favorece el emplazamiento del magma en forma de sill o la formación de una cámara magmática en la corteza (Cañón-Tapia y Walker, 2004).

En varios trabajos publicados recientemente relacionados con la intrusión y la propagación de diques (Gudmundsson et al., 1999; Gudmundsson, 2002; Gudmundsson y Brenner, 2004; Gudmundsson y Loetveit, 2005) se establecen las relaciones que caracterizan los procesos de intrusión, considerando los parámetros que controlan tanto la rotura de la cámara magmática como la propagación de un dique.

La rotura de una cámara magmática se produce cuando la presión del magma en su interior es suficiente para igualar la mínima tensión tangencial y la resistencia a tracción de la roca. Así pues, para que un dique salga de la cámara magmática, debe cumplirse:

$$p_l + p_e \geq \sigma_3 + T_0 \quad \text{ó} \quad P_t \geq \sigma_3 + T_0$$

donde p_l es la presión litostática sobre la cámara magmática; $p_e = P_t - p_l$, el exceso de presión magmática en la cámara en el momento de la rotura (diferencia entre la presión magmática total, P_t , y la presión litostática); y σ_3 y T_0 son el mínimo esfuerzo principal compresivo y la tracción de la roca situada sobre la cámara magmática, respectivamente. Estas conclusiones también se obtienen a partir de los ensayos de fracturación hidráulica, en mecánica de rocas (Haimson y Cornet, 2003).

Una vez generado el dique, el gradiente de presión, Δp , que controla la propagación hacia la superficie viene dado por:

$$\Delta p = p_e + (\rho_r - \rho_m) gh + \Delta\sigma \quad [1]$$

donde p_e es el exceso de presión magmática, ρ_r la densidad de la roca, ρ_m la densidad del magma, g la aceleración de la gravedad, h la distancia desde la cámara y $\Delta\sigma = \sigma_v - \sigma_h$ la diferencia entre el esfuerzo vertical y el mínimo esfuerzo horizontal compresivo que se ha de considerar si el estado de esfuerzos no es isótropo (en diques verticales: $\sigma_h = \sigma_3$ y $\sigma_v = \sigma_1$, tal y como se muestra en la Figura 8.3).

Según la relación [1], un dique ascenderá hacia la superficie si el gradiente de presión (Δp) es positivo (Gudmundsson et al., 1999). Teniendo en cuenta este hecho cabe destacar las siguientes observaciones:

- A profundidades importantes la densidad de las rocas normalmente excede la densidad del magma favoreciendo su ascenso, $(\rho_r - \rho_m) gh > 0$. Las cámaras magmáticas superficiales suelen encontrarse en niveles corticales donde la densidad de las rocas iguala la del magma; en estos casos las rocas situadas sobre la cámara magmática tienen menor densidad que el magma.
- La desgasificación del magma durante su ascenso puede provocar una disminución de su densidad. Aunque en zonas superficiales la densidad de las rocas suele ser menor que la del magma, dicha desgasificación podría hacer que el término $(\rho_r - \rho_m) gh$ se mantuviera positivo para algunos diques a poca profundidad. Sin embargo, este término, para diques inyectados desde cámaras magmáticas superficiales, es frecuentemente cero o negativo.
- Normalmente, la rotura de la cámara magmática y la inyección de un dique tiene lugar cuando la diferencia de esfuerzos $\Delta\sigma$ en el contorno de la cámara magmática es positivo. Generalmente, en las inmediaciones de las cámaras magmáticas se produce una disminución de σ_h lo que hace que $\Delta\sigma = \sigma_v - \sigma_h > 0$. A distancias importantes de la cámara la concentración de esfuerzos puede hacer que $\Delta\sigma$ tienda a 0.
- El dique en su ascenso puede encontrar una situación tal que $\sigma_h > \sigma_v$, por lo que $\Delta\sigma < 0$. Si los dos sumandos situados a la derecha de la ecuación [1] fuesen cero o negativos, el exceso de presión magmática, p_e , sería la única presión conductora del dique. La disminución de esta presión podría hacer que el dique llegara a detenerse.

Los estudios sobre el exceso de presión magmática son muy escasos. Gudmundsson y Brenner, 2004 considera que su valor es normalmente igual a la tracción de

las rocas en el momento en que comienza la intrusión (es decir $T_0 = p_e$), siendo valores típicos de resistencia a la tracción de las rocas de 0,5 a 6 MPa.

La influencia que ejercen las intrusiones de diques en la estabilidad de los edificios volcánicos ha sido analizada por diversos autores aplicando el método de equilibrio límite (Iverson, 1995; Elsworth y Voight, 1995; Voight y Elsworth, 1997; Delaney y Denlinger, 1999). En estos trabajos se añade, a la ecuación que determina el equilibrio, un término que cuantifica la presión horizontal producida por la intrusión. Dicha presión viene dada por la suma de dos componentes: la primera hace referencia a la presión lateral ejercida por la columna estática de magma (que se asume varía linealmente con la profundidad) y la segunda es debida al exceso de presión magmática, p_e .

Según esto, Iverson (1995) y Delaney y Denlinger (1999) expresan esta presión de la siguiente forma:

$$p = \frac{1}{2} \gamma_m h_m + p_e$$

siendo γ_m el peso específico del magma, h_m la altura del dique y p_e el exceso de presión magmática.

También en el contexto de análisis por equilibrio límite, Elsworth y Voight (1995) y Voight y Elsworth (1997), consideran la fuerza lateral debida a la columna estática de magma, F_{ms} , y la fuerza debida al exceso de presión magmática, F_{mo} :

$$F_{ms} = \frac{1}{2} z_m^2 \gamma_m \quad \text{y} \quad F_{mo} = h_m p_e = h_m h_o \gamma_m$$

donde h_m es la altura del dique, γ_m el peso específico del magma, h_m la altura del dique y h_o la altura de la columna de magma equivalente al exceso de presión magmática.

En lo que respecta al valor del exceso de presión magmática considerado en estos trabajos, Iverson (1995) afirma que es poco probable que en el momento de la erupción este parámetro supere 10 MPa, adoptando como rango de valores representativo de 0 a 10 MPa. Para realizar esta afirmación se basa, entre otros aspectos, en el trabajo realizado por Rubin y Pollard (1987) en el que analizan la intrusión de un dique producida a lo largo de 25 km en el volcán Kilauea (Hawai, en 1981), en el que estimaron un valor del exceso de presión magmática en el centro del dique de 2,5 a 10 MPa.

Elsworth y Voight (1995), Voight y Elsworth (1997) y Apuani et al. (2005b) asumen un rango semejante de valores y suponen que el valor del exceso de presión magmática es constante. Sin embargo, otros autores afirman que es presumible que se disipe durante el ascenso del magma desde la cámara magmática hasta la superficie (Iverson, 1995;

Gudmundsson et al., 1999). En cualquier caso, su valor no puede ser superior al exceso de presión de la cámara magmática.

Además de estos aspectos importantes sobre la intrusión de diques, conviene tener en cuenta que la dinámica que gobierna el ascenso del magma en las partes próximas a la superficie está condicionada de manera determinante por las propiedades del magma, especialmente la viscosidad, y el contenido en volátiles. Estos parámetros determinan el tipo de erupción que tendrá lugar cuando el dique llegue a la superficie.

La desgasificación del magma producida en las partes superiores de los conductos volcánicos puede generar presiones muy elevadas y provocar erupciones explosivas. La nucleación, crecimiento y rotura de las burbujas gaseosas de los magmas es la base de los procesos que dominan las erupciones explosivas. Los magmas ácidos son más viscosos y tienen mayor capacidad para llevar volátiles en solución que los magmas básicos. Este hecho hace que durante su ascenso la nucleación se haga con dificultad y los gases (al no poder escapar del magma) alcancen presiones elevadas; por otra parte, al cristalizar el magma aumenta la proporción de sólidos y su volumen y viscosidad, con el correspondiente aumento de presión. Por el contrario, en los magmas básicos (menos viscosos) la nucleación de los gases se hace con facilidad y la descarga de la fase gaseosa no es violenta, por lo que las erupciones de estos magmas suelen ser de tipo efusivo.

Un claro ejemplo de la dinámica explosiva producida por el ascenso de magma ácido es el del volcán Soufriere Hills (Montserrat), que entre 1995 y 1998 sufrió una serie de procesos explosivos controlados por la desgasificación y cristalización del magma en la parte superior del conducto (Voight et al., 1999; Melnik y Sparks, 2002). Las presiones de magma y gas generadas bajo tapones de magma viscoso que impedían el flujo, derivaron en explosiones y erupciones explosivas. La presión calculada para la base del domo (de 250 m de espesor) que se formó en la cima del volcán en 1997 fue de 5 MPa (Voight et al., 1999). Diversos autores han estimado, a partir de los análisis de las deformaciones y de la velocidad y fragmentación de los materiales emitidos, en 10 MPa las presiones que precedieron a las erupciones explosivas producidas en las partes altas del conducto (Melnik y Sparks, 2002).

8.2.2. VALORES DE PRESIÓN HORIZONTAL DE DIQUES CONSIDERADOS

Los valores de presión horizontal considerados para su aplicación en este trabajo se han determinado a partir de la ecuación [1] de propagación de diques:

$$\Delta p = p_e + (\rho_r - \rho_m) gh + \Delta \sigma \quad \text{ó} \quad \Delta p = p_e + (\gamma_r - \gamma_m)h + (\sigma_v - \sigma_h)$$

Considerando:

- Un valor medio de γ_m tomado a partir de la bibliografía (Sparks, 1996; Rubin y Pollard, 1987; Iverson 1995; Elsworth y Voight, 1995; Apuani et al., 2005b).

- Un valor medio de γ_r tomado de los valores obtenidos en el modelo geomecánico $(\gamma_4 \cdot h_4 + \gamma_r \cdot h_5) / (h_4 + h_5)$.
- Un dique que intruye verticalmente en la parte central del edificio desde la unidad del modelo geológico denominada “diques y/o cuerpos plutónicos” hasta la superficie (ver Figura 7.17).
- Una situación tensional elástica ($\sigma_v = \gamma_r \cdot h$ y $\sigma_h = 0,33\sigma_v$) tal y como se consideró para calcular los parámetros del modelo geomecánico.
- Valores de exceso de presión magmática, p_e , de 0 y 10 MPa.

De esta forma, considerando los parámetros de los modelos geométrico y geomecánico (ver Capítulo 7): $\gamma_r = 19,8 \text{ kN/m}^3$, $\gamma_m = 25,5\text{-}26 \text{ kN/m}^3$, $h = 3.500 \text{ m}$, $\sigma_v = 65,6 \text{ MPa}$ y $\sigma_h = 21,6 \text{ MPa}$, se obtiene:

$$\Delta p = p_e + (-21) + (44)$$

$$\Delta p = p_e + (23)$$

Estos resultados muestran cómo no sería posible que un dique llegara hasta la superficie, dados los valores de peso específico del magma y de las rocas considerados, en ausencia de un exceso de presión magmática, a menos que el régimen de esfuerzos favoreciera dicha intrusión. En este caso se ha considerado un estado de esfuerzos que favorece las intrusiones ya que $\sigma_h < \sigma_v$ (conviene recordar que se ha tomado un valor del coeficiente $K = \sigma_h / \sigma_v$ representativo de un comportamiento elástico, $K = 0,33$).

Se han considerado dos situaciones asumiendo que p_e es constante. En la primera $p_e = 0$ y en la segunda $p_e = 10 \text{ MPa}$.

Por lo tanto en los análisis geomecánicos se analizará la estabilidad del modelo para distribuciones triangulares de presión de diques que disminuyen hacia la superficie, con los siguientes valores:

- De 23 MPa a 0 MPa, si no se considera exceso de presión magmática.
- De 33 MPa a 10 MPa, si se considera un exceso de presión magmática de 10 MPa.

En el primer apartado de este capítulo, en el que se analizan los valores de aceleración sísmica que serán considerados en los análisis de estabilidad, se expusieron una serie de consideraciones sobre la sismicidad y la peligrosidad sísmica en el Archipiélago Canario que permitieron estimar los periodos de retorno para los valores de aceleración propuestos. En el caso de la presión de intrusión de diques, aunque los valores de presión obtenidos no se han tomado de estudios de peligrosidad, es posible plantear una serie de consideraciones e hipótesis relacionando dichos valores de presión con los periodos de retorno de erupciones efusivas y explosivas en Tenerife.

Como se ha mencionado anteriormente, la explosividad de las erupciones depende en gran medida de la desgasificación y cristalización del magma. Estos procesos pueden producir presiones muy elevadas en las partes altas del conducto volcánico que dan lugar a erupciones explosivas. Por estos motivos, el segundo caso propuesto, en el que el dique llega a la superficie con 10 MPa, podría asociarse con erupciones explosivas, y el primer caso, en el que el dique llega a la superficie sin presión, con erupciones efusivas.

Asumiendo estas hipótesis, en ambos casos se pueden estimar unos periodos de retorno a partir de los estudios de peligrosidad volcánica en Tenerife (en los que fundamentalmente se aporta información sobre erupciones efusivas) y de las dataciones de los productos emitidos en erupciones explosivas.

Diversos trabajos de peligrosidad volcánica establecen periodos de retorno para erupciones efusivas en 400 años (Carracedo et al., 2004; IGME, 2006), aunque si se considera el vulcanismo histórico de Tenerife el periodo de retorno es inferior. Por otra parte, en el caso de erupciones explosivas, aunque los datos disponibles para estimarlos son muy escasos, sin embargo, a partir de las dataciones de los productos emitidos en diversas fases de vulcanismo explosivo (Ablay et al., 1995; Bryan et al., 1998; 2002; Brown et al., 2003; Edgar et al., 2007; ver Apartado 4.2.1), se pueden establecer periodos de retorno de decenas de miles de años o cientos de miles de años.

Estos argumentos, permiten valorar la probabilidad de las presiones de diques consideradas de la siguiente manera:

- De 23 a 0 MPa, representativo de procesos eruptivos probables (cientos de años).
- De 33 a 10 MPa, representativo de procesos eruptivos extremadamente poco probables (cientos de miles de años).

8.3. OTROS FACTORES

Como se mencionó en el Apartado 3.1.5, diversos autores han relacionado la ocurrencia de deslizamientos con variaciones climáticas y del nivel del mar. A pesar de la escasa información sobre la variación del nivel del mar en el Archipiélago Canario y sobre la posible repercusión de las variaciones climáticas en la posición del nivel freático, en los análisis de estabilidad se considerarán varias hipótesis relativas a estos aspectos.

En cuanto a la posición del nivel del mar, se analizará la estabilidad del edificio con un descenso de su posición de 100 m. Este valor ha sido estimado a partir de la localización de terrazas marinas en las Islas Canarias que reflejan la posición del nivel durante el Pleistoceno (Zazo et al., 2002; Meco et al., 2002). Por otra parte, para analizar la influencia de un posible cambio en las condiciones climáticas y ambientales, se analizará la estabilidad del edificio suponiendo que éste se encontrara saturado, considerando que el nivel freático se encuentra en la superficie.

CAPÍTULO 9. ANÁLISIS DEL PROCESO DE DESLIZAMIENTO

- 9.1. Introducción a los análisis de estabilidad
- 9.2. Influencia de la geometría en la estabilidad
- 9.3. Análisis de estabilidad
 - 9.3.1. Propiedades de los materiales
 - 9.3.2. Altura del nivel freático y del nivel del mar
 - 9.3.3. Aceleración sísmica
 - 9.3.4. Presión de intrusión de diques
 - 9.3.5. Síntesis de los resultados
 - 9.3.6. Influencia de la altura del edificio
- 9.4. Mecanismos de rotura
 - 9.4.1. Deslizamientos profundos
 - 9.4.2. Deslizamientos sucesivos
 - 9.4.3. Discusión de los valores obtenidos en los análisis a posteriori
- 9.5. Conclusiones de los análisis de estabilidad

CAPÍTULO 9. ANÁLISIS DEL PROCESO DE DESLIZAMIENTO

9.1. INTRODUCCIÓN A LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

En este capítulo se presentan los análisis de estabilidad realizados para estudiar el comportamiento mecánico de los flancos del edificio volcánico y el papel de los diferentes factores geológicos en los deslizamientos estudiados.

Los objetivos de los análisis de estabilidad han sido:

- Modelizar el proceso de rotura de los flancos del edificio volcánico que sufrió los deslizamientos de Güímar y La Orotava.
- Analizar la influencia de los diferentes factores, tanto condicionantes como desencadenantes, en las condiciones de estabilidad del edificio.

Para ello se ha partido de la siguiente información y datos:

- Modelos geométrico y geomecánico del edificio volcánico previamente establecidos.
- Propiedades mecánicas asignadas a las unidades del modelo.
- Datos sobre los factores desencadenantes que pudieron contribuir a la generación de las inestabilidades, en concreto la sismicidad y los procesos de intrusión.

En los análisis se ha empleado el método de equilibrio límite. Este método se basa en la selección de una superficie teórica de rotura y en la definición del coeficiente o factor de seguridad (F_s). El factor de seguridad es el coeficiente por el que deben dividirse las fuerzas resistentes (o multiplicarse las fuerzas de corte desestabilizadoras) para alcanzar el equilibrio estricto.

$$F_s = \text{Fuerzas estabilizadoras} / \text{Fuerzas desestabilizadoras}$$

La superficie analizada será inestable si $F_s < 1,00$ y estable si $F_s > 1,00$ ($F_s \approx 1,00$ corresponde a condiciones de equilibrio estricto).

Entre los métodos de equilibrio límite, uno de los más utilizados es el método de Bishop simplificado. En él se supone una superficie de rotura circular, a partir de la cual la masa deslizante se divide en rebanadas, y se establece el equilibrio de momentos de las fuerzas actuantes con respecto al centro del círculo para cada una ellas. A partir de una serie de cálculos iterativos se obtienen los valores del factor de seguridad de distintas superficies con distinto centro y radio. Entre las superficies obtenidas destaca la que proporciona el menor factor de seguridad.

Los análisis se han llevado a cabo mediante el programa informático SLIDE (2004), obteniendo las superficies con menor factor de seguridad de los modelos propuestos y analizando la influencia de los diferentes factores influyentes en la estabilidad.

Los parámetros de entrada necesarios para la aplicación de este método son:

- Datos geométricos del modelo.
- Propiedades de los materiales (en función del criterio de rotura considerado).
- Localización del nivel freático.

En este caso, se ha seleccionado el criterio de rotura de Mohr-Coulomb, por lo que se han determinado las siguientes propiedades de los materiales:

- Peso específico (γ) (seco y saturado, según corresponda).
- Cohesión (c).
- Fricción (ϕ).

El criterio Mohr-Coulomb se expresa de la siguiente forma:

$$\tau' = c + (\sigma_n - u) \tan \phi$$

siendo τ' la tensión tangencial efectiva y σ_n la tensión normal sobre el plano de rotura, c y ϕ la cohesión y el ángulo de rozamiento del material y u la presión intersticial sobre el citado plano.

Además de los análisis de estabilidad, en los que se han determinado las superficies con menor factor de seguridad, se han llevado a cabo análisis de sensibilidad y análisis a posteriori (*back-analysis*).

Los análisis de sensibilidad o paramétricos han sido realizados con el objetivo de evaluar la influencia de cada uno de los factores considerados. En estos análisis se determina la variación en el factor de seguridad producida por el aumento o descenso de los parámetros característicos de los factores analizados, dentro de unos límites establecidos, para unas superficies de deslizamiento determinadas.

Por otra parte, los análisis a posteriori se centran en la determinación de los valores necesarios para que el modelo se encuentre en condiciones de equilibrio estricto.

Los factores analizados han sido los siguientes:

Factores condicionantes:

- Geometría del edificio volcánico.
- Propiedades geomecánicas de los materiales.
- Altura del nivel freático y del nivel del mar.

Factores desencadenantes:

- Aceleración sísmica.
- Presión de intrusión de diques.

Antes de realizar los análisis de los modelos representativos desarrollados para la zona de estudio de esta investigación, se ha analizado la influencia de la geometría en la estabilidad del modelo de un edificio volcánico formado por un conjunto de materiales con propiedades homogéneas, al cual se le han asignado distintas características geométricas (pendiente y altura).

Posteriormente, se ha analizado la estabilidad del modelo geomecánico representativo del edificio volcánico en la situación previa al deslizamiento de Güímar y La Orotava (ver Capítulo 7). En este modelo, se ha estudiado la influencia de la aceleración sísmica y la presión de intrusión de diques, teniendo en cuenta los valores de estos parámetros justificados en el Capítulo 8, y de otros factores como el nivel freático y el nivel del mar.

Se han analizado diferentes mecanismos de rotura superficial y profunda, afectando a los flancos emergidos, sumergidos o ambos.

Los resultados de los análisis de estabilidad muestran la posible respuesta del edificio volcánico, desde el punto de vista de su comportamiento geomecánico y en lo que a su estabilidad se refiere, en varias situaciones; entre otras las correspondientes a las siguientes hipótesis:

- Variación de las pendientes y altura del edificio volcánico.
- Variación de las propiedades de los materiales que forman el edificio volcánico.
- Variación del nivel freático y/o del nivel del mar.
- Ocurrencia de terremotos con valores de aceleración sísmica media, alta o muy alta.
- Intrusión de diques que lleguen hasta la superficie, sin exceso o con exceso de presión magmática.

9.2. INFLUENCIA DE LA GEOMETRÍA EN LA ESTABILIDAD

Para analizar la influencia de la geometría en la estabilidad se han realizado, en primer lugar, diversos análisis considerando diferentes alturas y pendientes de un edificio volcánico que se eleva sobre el nivel del mar.

Se han analizado 25 casos, combinando pendientes de flanco de 12, 16, 20, 24 y 28°, con alturas de 2.000, 2.500, 3.000, 3.500 y 4.000 m. Las pendientes del perfil submarino se han mantenido sin cambios en todos los análisis y el nivel freático se ha situado 700 m por debajo de la superficie topográfica en el punto más alto de cada perfil (ver Apartados 7.1 y 7.2).

Al conjunto de materiales que constituyen el edificio volcánico se han asignado unas propiedades geomecánicas representativas estimadas a partir de la revisión bibliográfica (Anexo III.1). Se han tomado valores medios de peso específico, cohesión y fricción de macizos rocosos que constituyen edificios volcánicos en su conjunto formados principalmente por coladas (Voight et al., 1983; Paul et al., 1987; Schultz, 1995; Iverson, 1995; Elsworth y Voight, 1995; Voight y Elsworth, 1997; Hürlimann, 1999; Reid et al., 2000 y

2001; Donnadieu et al., 2001; Apuani et al., 2004a; Thomas et al., 2004b; Zimbelman et al., 2004; Moon et al., 2005; etc). Los datos empleados en los análisis se recogen en Tabla 9.1.

Tabla 9.1. Propiedades asumidas para el conjunto del edificio volcánico

Propiedad	Valor
Peso específico seco (γ_d)	22 kN/m ³
Peso específico saturado (γ_s)	24 kN/m ³
Cohesión (c)	1 MPa
Fricción (ϕ)	30°

Teniendo en cuenta la dificultad y las limitaciones que se ponen de manifiesto a la hora de asumir valores representativos de las propiedades geomecánicas de un edificio volcánico en su conjunto, y las posibles implicaciones que puede suponer adoptar unos valores u otros, se han realizado diversos análisis de sensibilidad con el objetivo de analizar la influencia de las propiedades en los resultados obtenidos.

En la Tabla 9.2 se recogen los factores de seguridad obtenidos en función de la altura (h) y la pendiente (α) del edificio volcánico consideradas. Las figuras con la situación de las superficies con menor factor de seguridad en cada caso se incluyen en el Anexo IV.1.

Tabla 9.2. Factores de seguridad obtenidos para las correspondientes alturas (h) y pendientes subaéreas (α) del edificio volcánico ($\gamma = 22$ kN/m³, c = 1 MPa y $\phi = 30^\circ$)

	Pendiente subaérea (α)				
Altura subaérea (h)	12°	16°	20°	24°	28°
2.000 m	2,20	1,89	1,67	1,47	1,32
2.500 m	2,15	1,81	1,56	1,35	1,21
3.000 m	2,10	1,74	1,49	1,28	1,13
3.500 m	2,07	1,69	1,43	1,23	1,08
4.000 m	2,09	1,66	1,38	1,20	1,04

Los resultados obtenidos se han representado en la Figura 9.1. En el eje de abscisas se sitúan los valores de los factores de seguridad y en el de ordenadas la altura del edificio volcánico. Uniendo los puntos con pendientes semejantes se obtienen las curvas representativas de la variación del factor de seguridad en función de las características geométricas (α y h) del edificio volcánico. Dado que en ninguno de los 25 casos analizados se han obtenido factores de seguridad inferiores a 1,00, se ha realizado un análisis adicional (h = 4.000 m y $\alpha = 30^\circ$) representativo de una situación inestable (Fs = 0,98) (este punto se ha representado en la Figura 9.1 con un punto rojo).

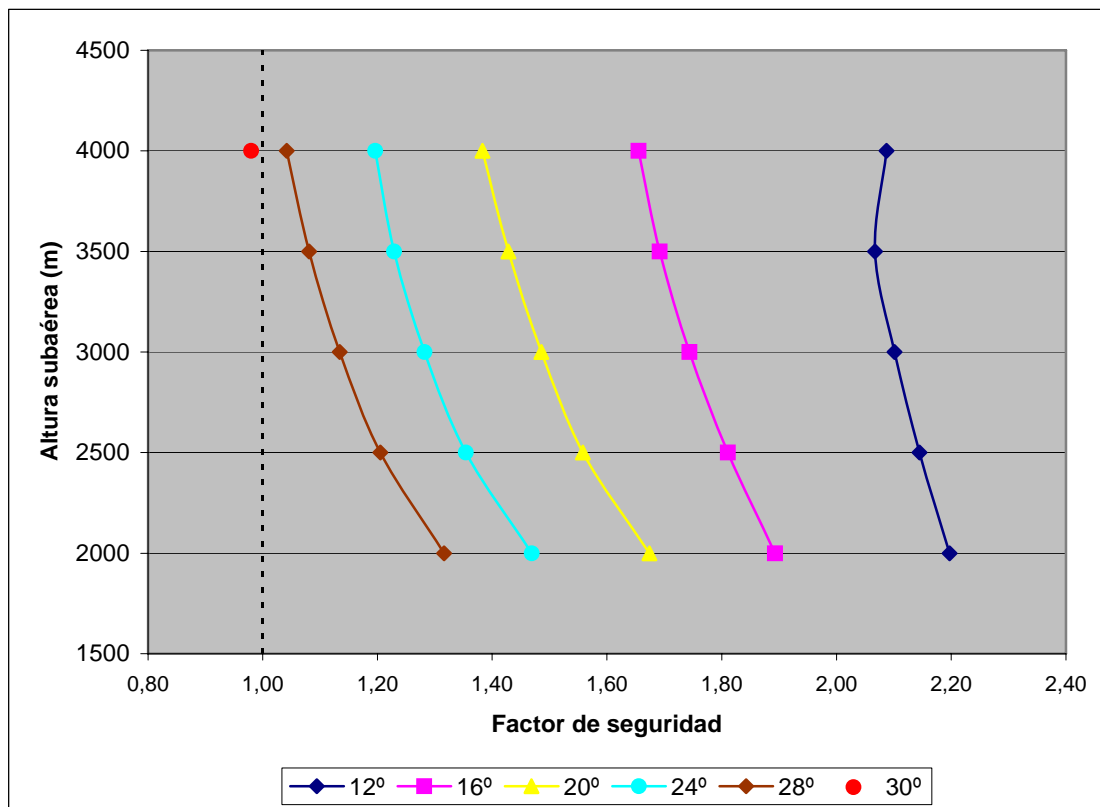


Figura 9.1. Factores de seguridad obtenidos en cada análisis en función de la altura y la pendiente del edificio volcánico

En la figura anterior se observa que al aumentar la pendiente y la altura del edificio volcánico los factores de seguridad disminuyen:

- Para pendientes similares, la disminución media del factor de seguridad, si aumenta la altura del edificio (de 2.000 a 2.500 m, 2.500 a 3.000 m, 3.000 a 3.500 m y 3.500 a 4.000 m), es de 0,10, 0,07, 0,05 y 0,03, respectivamente. Estas disminuciones del factor de seguridad suponen descensos del 4, 3, 2 y 1 %, respectivamente.
- Para alturas similares, la disminución media del factor de seguridad, si aumenta la pendiente (de 12 a 16°, 16 a 20°, 20 a 24° y 24 a 28°), es de 0,36, 0,25, 0,20 y 0,15, respectivamente. Estas disminuciones suponen descensos del factor de seguridad del 16,5, 11,5, 9 y 7 %, respectivamente.

En conjunto se obtiene que el aumento de la altura de un edificio de 2.000 a 4.000 m (para pendientes similares) supondría un descenso en el factor de seguridad del 11% y el aumento de la pendiente de 12 a 30° (para alturas similares) supondría un descenso en el factor de seguridad del 44%.

Por otra parte, la localización y las características de las superficies para las que se obtienen los menores factores de seguridad varían de un caso a otro, condicionadas por la geometría del edificio. Si bien todas las curvas presentan su cabecera en la cumbre del

edificio volcánico (exceptuando el caso $h = 4.000$ m y $\alpha = 12^\circ$), tanto la localización del pie de las superficies de rotura como la profundidad de las mismas varían en función de la pendiente y la altura del edificio (ver figuras en Anexo IV.1).

Se han seleccionado dos figuras en las que se reflejan estos aspectos. En la Figura 9.2 se observan las curvas con menor factor de seguridad para el caso de menor pendiente (12°) y menor altura (2.000 m) y en la Figura 9.3 en el caso de mayor pendiente (28°) y mayor altura (4.000 m).

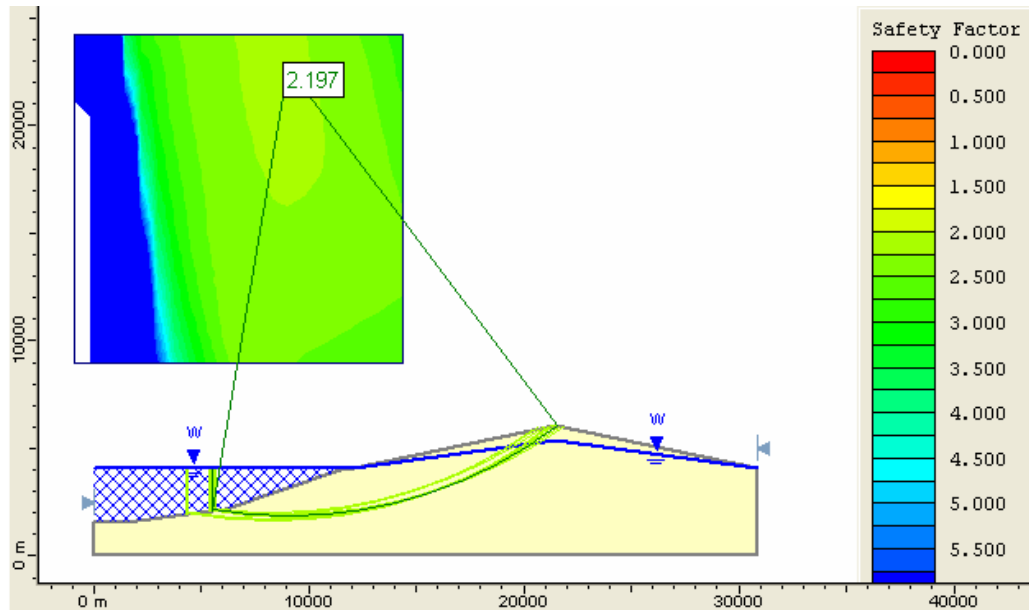


Figura 9.2. Análisis de estabilidad de un edificio subaéreo de 12° de pendiente y 2.000 m altura

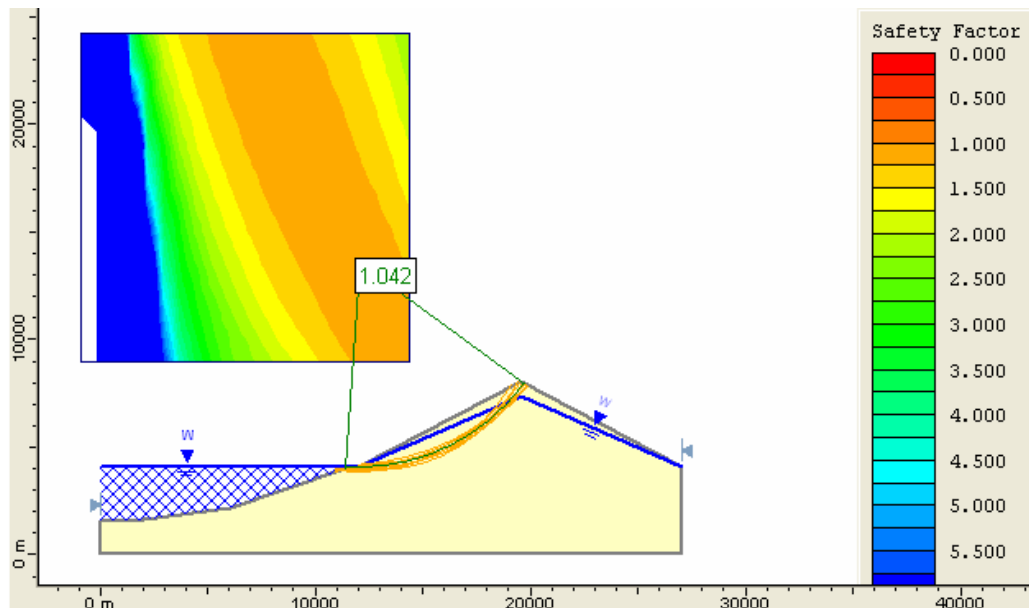


Figura 9.3. Análisis de estabilidad de un edificio subaéreo de 28° de pendiente y 4.000 m altura

En la primera figura, la superficie con menor factor de seguridad es más profunda y su pie se localiza a varios kilómetros de la costa; en la segunda, la superficie es menos profunda y su pie se localiza en la línea de costa.

En la Figura 9.4 se han representado los puntos en los que el pie de las superficies de rotura intercepta el flanco submarino, clasificados en función de la pendiente del edificio volcánico emergido.

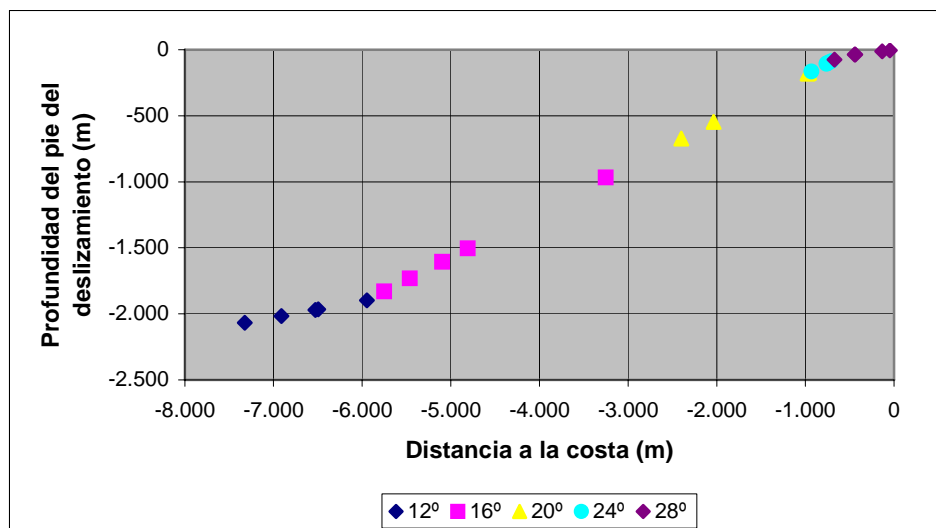


Figura 9.4. Localización del pie de las superficies con menor factor de seguridad obtenidas en los 25 casos analizados clasificadas en función de la pendiente del edificio volcánico

En la figura anterior destaca la influencia de la pendiente del edificio emergido en la localización del pie de las superficies potenciales de rotura. En los casos en que las pendientes son menores (12, 16 e incluso 20°), el pie de las superficies con factor de seguridad más bajo se encuentra a mayor distancia de la costa y a mayor profundidad (hasta 7 km de distancia y 2 km de profundidad). En los casos de pendientes mayores (el 52% de los casos analizados) el pie de dichas superficies se encuentra a menos de 1.000 m de distancia de la costa y a profundidades inferiores a 180 m. (Cabe recordar que, en los casos con pendientes menores, el factor de seguridad es mayor.)

Influencia de las propiedades

Los valores del factor de seguridad obtenidos en los análisis dependen también de los parámetros asignados a las propiedades del material; en este caso peso específico, cohesión y fricción (γ , c y ϕ). Para analizar la influencia que ejercen estos parámetros se han llevado a cabo varios análisis de sensibilidad, realizados para el caso con menor factor de seguridad obtenido, correspondiente a $\alpha = 28^\circ$ y $h = 4.000$ m.

Se han considerado variaciones de las propiedades de los materiales dentro de unos intervalos representativos, $\gamma = 22 \pm 5 \text{ kN/m}^3$, $c = 1 \pm 1 \text{ MPa}$ y $\phi = 30 \pm 10^\circ$. En la Tabla 9.3 se incluyen los valores mínimos y máximos empleados en los análisis de sensibilidad.

Tabla 9.3. Parámetros empleados en el análisis de sensibilidad

Propiedad	Mínimo	Máximo
Peso específico (kN/m^3)	17	27
Cohesión (MPa)	0	2
Fricción ($^\circ$)	20	40

Los resultados de los análisis se han representado en la Figura 9.5, donde se observa la influencia de la variación de las propiedades de los materiales, dentro de los límites establecidos, en el factor de seguridad.

Cada línea, representativa de una propiedad, se ha obtenido uniendo los puntos con los factores de seguridad resultantes al variar el valor de la propiedad que se analiza, y manteniendo constante el valor de las otras (en el punto en que confluyen las tres rectas el factor de seguridad es 1,04, el obtenido en el análisis realizado para $\alpha = 28^\circ$ y $h = 4.000 \text{ m}$; ver Tabla 9.2).

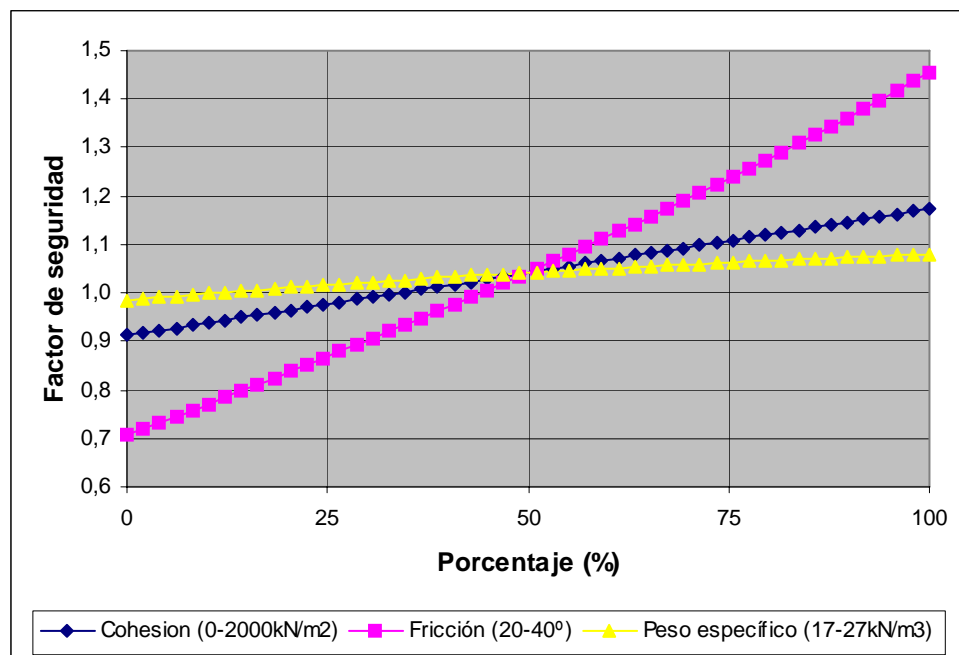


Figura 9.5. Influencia en el factor de seguridad de los parámetros γ , c , ϕ , variando entre los siguientes intervalos: $\gamma = 17-27 \text{ kN/m}^3$, $c = 0-2 \text{ MPa}$ y $\phi = 20-40^\circ$ (para una ladera con $h = 4.000 \text{ m}$ y $\alpha = 28^\circ$)

Los factores de seguridad disminuyen de 1,08 a 0,98 con la disminución del peso específico de 27 a 17 kN/m^3 ; de 1,17 a 0,91 con la disminución de la cohesión de 2 a 0 MPa;

y de 1,45 a 0,71 con la disminución de la fricción de 40 a 20°. Esto supone disminuciones del factor de seguridad del 9, 22 y 50 %, respectivamente.

Los resultados obtenidos ponen de manifiesto la importante influencia de la fricción de los materiales en la estabilidad del edificio volcánico, por encima de las fuerzas cohesivas.

Por otra parte, a partir de los resultados de este análisis se pueden determinar tres posibles situaciones en las que la superficie potencial de rotura del caso analizado tendría condiciones de equilibrio estricto, correspondientes a los puntos en los que las rectas de la Figura 9.5 cortan la línea $F_s = 1,00$ (Tabla 9.4).

Tabla 9.4. Propiedades del material en las que el edificio volcánico ($h = 4.000$ m y $\alpha = 28^\circ$) se encontraría en condiciones de inestabilidad

	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)
Situación 1	18	1	30
Situación 2	22	0,6	30
Situación 3	22	1	28

Influencia de la altura del nivel freático

Para analizar la influencia de la altura del nivel freático en la estabilidad se ha realizado un análisis considerando que el edificio volcánico se encuentra completamente saturado. Esto correspondería a un ascenso del nivel freático de 700 m, de 3.300 m a 4.000 m en el punto más alto del mismo, localizándose el nivel freático en la superficie.

El valor del factor de seguridad obtenido es de $F_s = 0,87$ (Figura 9.6), lo que supone una disminución del 16%, con respecto al valor inicial (1,04).

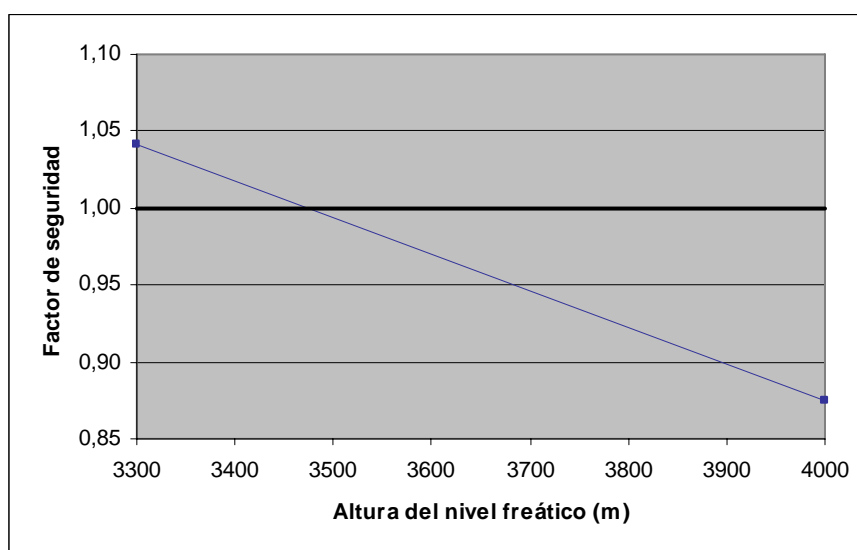


Figura 9.6. Disminución del factor de seguridad con el aumento del nivel freático 700 m (para una ladera con $h = 4.000$ m y $\alpha = 28^\circ$, siendo $\gamma = 24$ kN/m³, $c = 1$ MPa y $\phi = 30^\circ$)

9.3. ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

A continuación se presentan los análisis de estabilidad realizados a partir de los modelos geológico y geomecánico definidos en Capítulo 7.

9.3.1. PROPIEDADES DE LOS MATERIALES

En primer lugar, se han realizado los análisis para las propiedades de las unidades definidas en el modelo geomecánico (Tabla 9.5) obtenidas a partir de bibliografía, observaciones de campo y la aplicación del criterio de Hoek y Brown (Apartado 7.4). Los resultados (Análisis 1) se han representado en la Figura 9.7.

Dado que para la unidad formada por depósitos de materiales fragmentarios removilizados se ha estimado un valor mínimo de cohesión de 0,5 MPa (Apartado 7.4.4), se ha realizado un segundo análisis (Análisis 2) para este valor, manteniendo las propiedades del resto de las unidades del modelo (Tabla 9.5). Los resultados de este análisis se han representado en la Figura 9.8.

Tabla 9.5. Propiedades de las unidades litológicas del modelo geomecánico (ver Figura 7.17)

	Unidad	Descripción	γ_{seco} (kN/m ³)	$\gamma_{\text{sat.}}$ (kN/m ³)	C (MPa)	ϕ (°)
Flancos	1	Coladas recientes por encima del nivel freático	20,7	-	0,9	51
	2	Coladas ligeramente alteradas por encima del nivel freático	21,7	-	1,7	47
	3a	Coladas y piroclastos alterados por debajo del nivel freático	20,2	21,2	2,3	34
	3b	Coladas y piroclastos alterados, por debajo del nivel freático con intrusión de diques intensa	18,0	24,4	3,1	25
Eje estructural	4	Piroclastos y coladas por encima del nivel freático con intrusión de diques intensa	18,0	-	0,9	33
	5	Piroclastos y coladas muy alterados, por debajo del nivel freático con intrusión de diques muy intensa	18,9	20,3	2,8	22
Edificio submarino	6a	Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas	22,6	25,6	1,0	23
	6b	Materiales fragmentarios submarinos y lavas almohadilladas con intrusión de diques intensa	23,0	25,8	2,5	17
	7a	Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos	26,8	27,9	8,0	36
	7b	Lavas almohadilladas y materiales fragmentarios submarinos con intrusión de diques intensa	27,2	28,1	11,4	34
	8	Depósitos de materiales fragmentarios removilizados	19,0	20,0	1,0 (0,5)*	20
	9	Diques y/o cuerpos intrusivos	27,6	28,4	13,2	33

*Este valor de cohesión de la unidad 8 se ha considerado en el Análisis 2

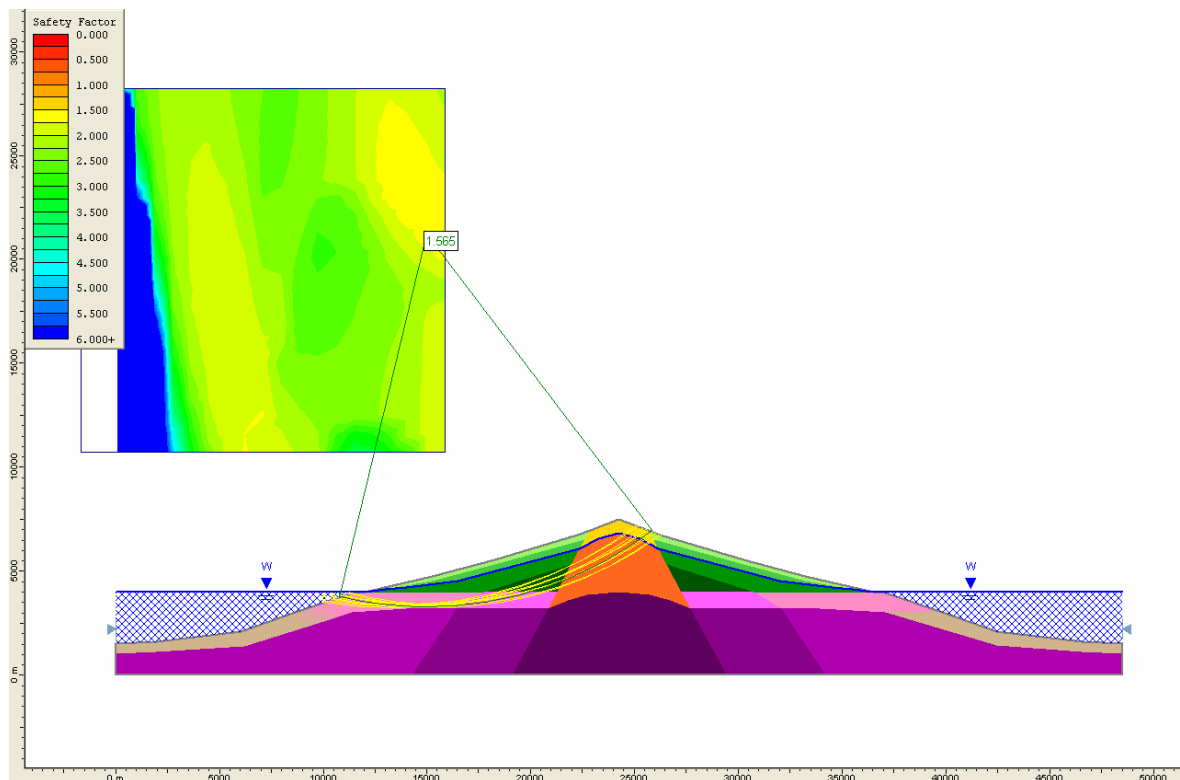


Figura 9.7. Análisis 1 de estabilidad del modelo geomecánico (propiedades Tabla 9.5), $F_s = 1,56$

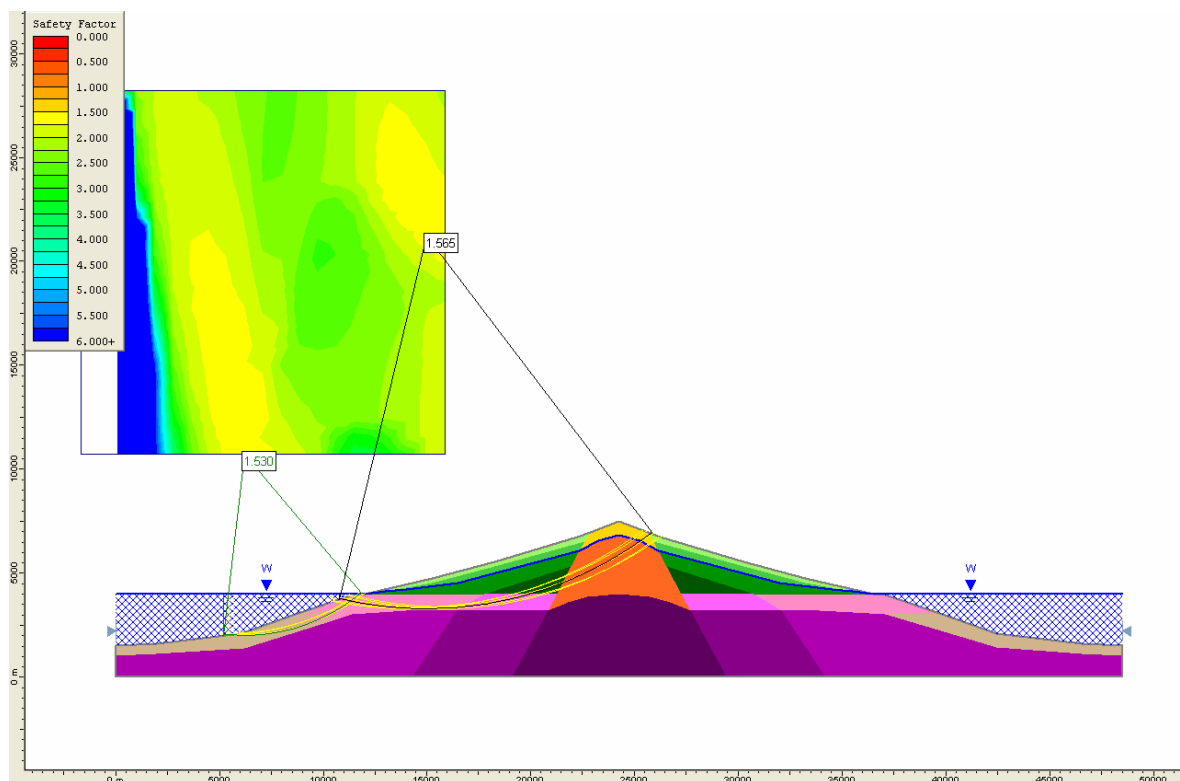


Figura 9.8. Análisis 2 de estabilidad del modelo geomecánico (propiedades Tabla 9.5; ver nota a pie de tabla), $F_s = 1,56$ en una superficie profunda y $F_s = 1,53$ en el flanco submarino

En el Análisis 1 el menor factor de seguridad ($F_s = 1,56$) se obtiene en una superficie localizada en la parte emergida del edificio volcánico con su pie bajo el nivel del mar, cerca de la costa. Esta superficie de rotura, denominada en adelante “superficie profunda”, será considerada de especial interés ya que su morfología podría corresponderse con las depresiones de los valles de Güímar y La Orotava; este mecanismo de rotura profunda será analizado como posible mecanismo de los grandes deslizamientos estudiados. Por esta razón, en los análisis posteriores, a pesar de no ser estas superficies las que presentan el menor factor de seguridad, éstas serán también consideradas.

En el Análisis 2 la localización de la superficie con menor factor de seguridad difiere del caso anterior, debido al valor de cohesión asignado a los materiales de la unidad 8, formada por depósitos de materiales fragmentarios removilizados. En este caso, el menor factor de seguridad (1,53) corresponde a una superficie localizada en el flanco submarino; el factor de seguridad correspondiente a una superficie profunda tiene el mismo valor que en el Análisis 1 ($F_s = 1,56$).

Análisis de sensibilidad

Con el objetivo de evaluar la influencia de las propiedades de los materiales (γ , c y ϕ) en el factor de seguridad, se han realizado los análisis de sensibilidad para las superficies con menor factor de seguridad obtenidas en los Análisis 1 y 2.

Los análisis se han realizado considerando los siguientes intervalos de variación sobre los valores de la Tabla 9.5:

- Peso específico $\pm 3 \text{ KN/m}^3$.
- Cohesión $\pm 0,3 \text{ MPa}$.
- Fricción $\pm 5^\circ$.

En las Figuras 9.9, 9.10 y 9.11 se presentan los resultados de los análisis de sensibilidad correspondientes al Análisis 1 para peso específico, cohesión y fricción, respectivamente, y en las Figuras 9.12, 9.13 y 9.14 los correspondientes al Análisis 2.

La variación en los ejes de abscisas de 0 a 100% representa la variación del parámetro γ , c ó ϕ entre el valor de la Tabla 9.5 \pm el intervalo de variación asignado a cada propiedad; así, el valor correspondiente al 50% representa el valor incluido en la Tabla 9.5 para cada propiedad.

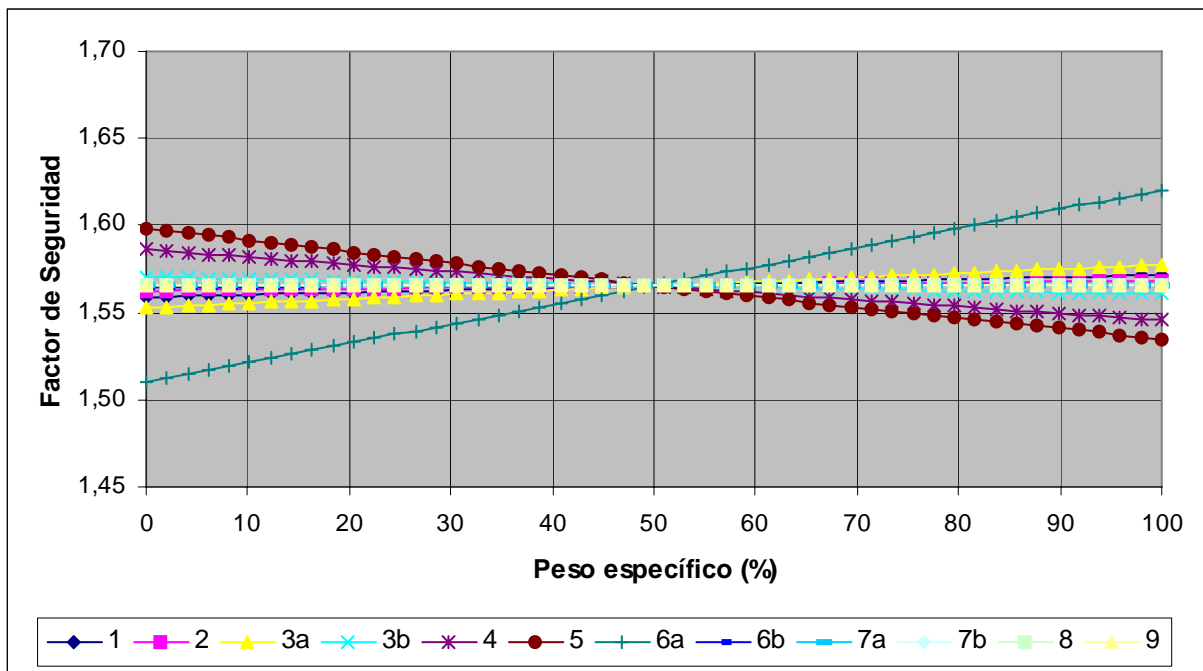


Figura 9.9. Análisis de sensibilidad para los valores de peso específico indicados en la Tabla 9.5 \pm 3 KN/m³ para la superficie del Análisis 1 (Figura 9.7)

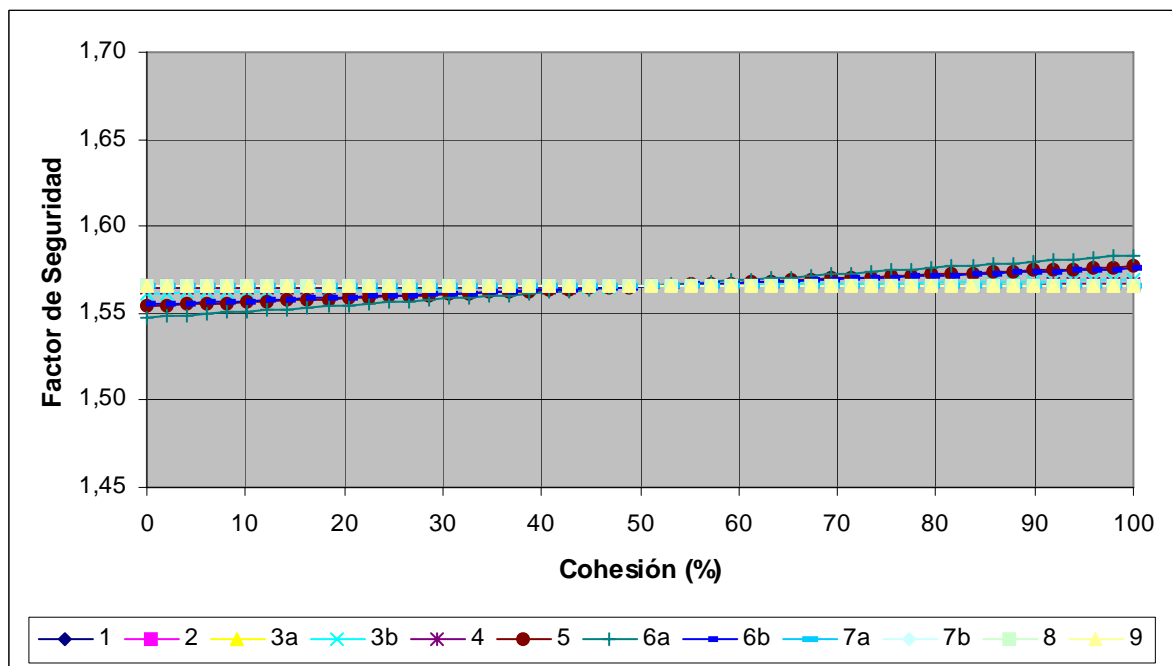


Figura 9.10. Análisis de sensibilidad de los valores de cohesión indicados en la Tabla 9.5 \pm 0,3 MPa para la superficie del Análisis 1 (Figura 9.7)

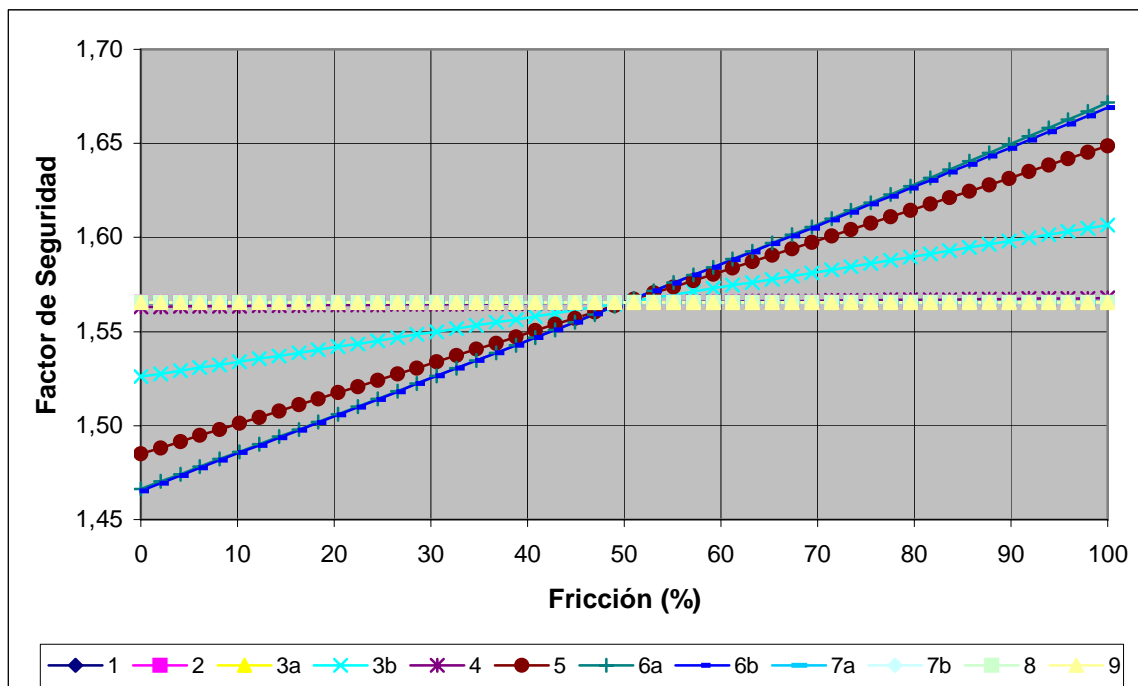


Figura 9.11. Análisis de sensibilidad para los valores de fricción indicados en la Tabla 9.5 $\pm 5^\circ$ para la superficie del Análisis 1 (Figura 9.7)

Como se observa en las figuras anteriores, los parámetros que más influyen en el valor del factor de seguridad, considerando siempre la superficie con menor factor de seguridad obtenida en el Análisis 1, son los siguientes:

- Fricción de las unidades 6a y 6b (materiales fragmentarios submarinos). Son los parámetros más influyentes: su disminución en 5° supone un descenso del factor de seguridad de 0,1, es decir un 6,8%.
- Fricción de la unidad 5 (materiales del eje estructural). Su disminución en 5° supone una reducción del factor de seguridad del 5,4%.
- Peso específico de la unidad 6a (materiales fragmentarios submarinos). Su disminución en 3 kN/m^3 supone una reducción del factor de seguridad del 4,3%.
- Fricción de la unidad 3b (coladas alteradas y diques). Su disminución en 5° supone una reducción del factor de seguridad del 2,6%.
- Peso específico de la unidad 6a (materiales fragmentarios submarinos). Su disminución en 3 kN/m^3 supone una reducción del factor de seguridad del 1,2%.

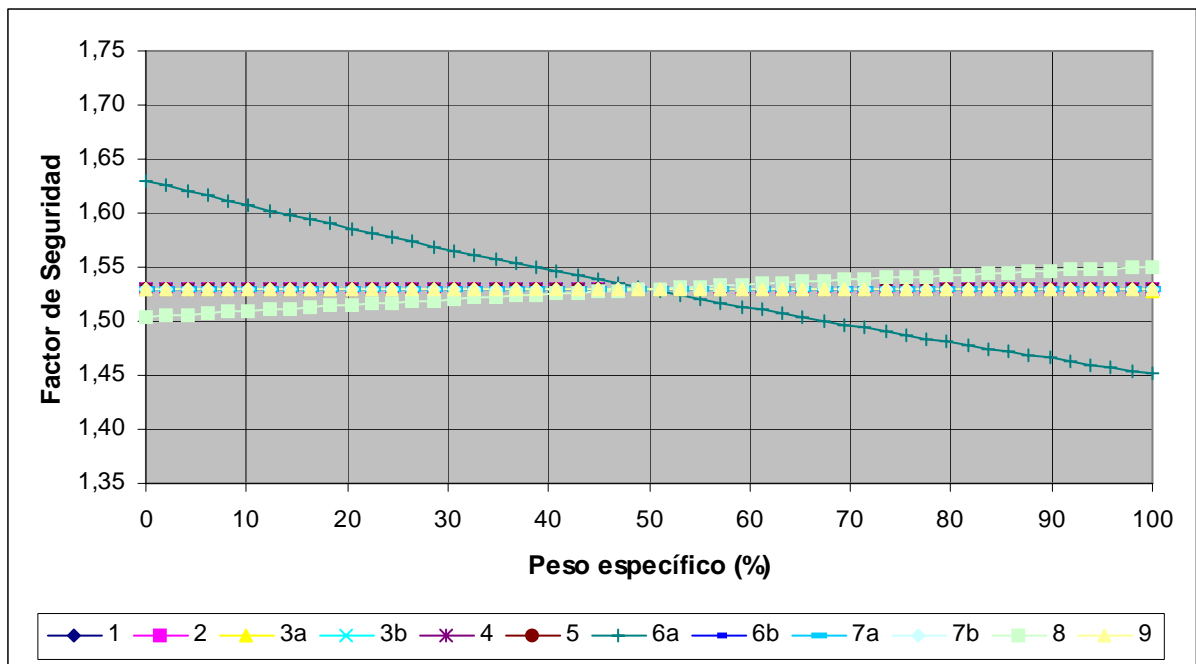


Figura 9.12. Análisis de sensibilidad para los valores de peso específico indicados en la Tabla 9.5 $\pm 3 \text{ kN/m}^3$ para la superficie del Análisis 2 (Figura 9.8)

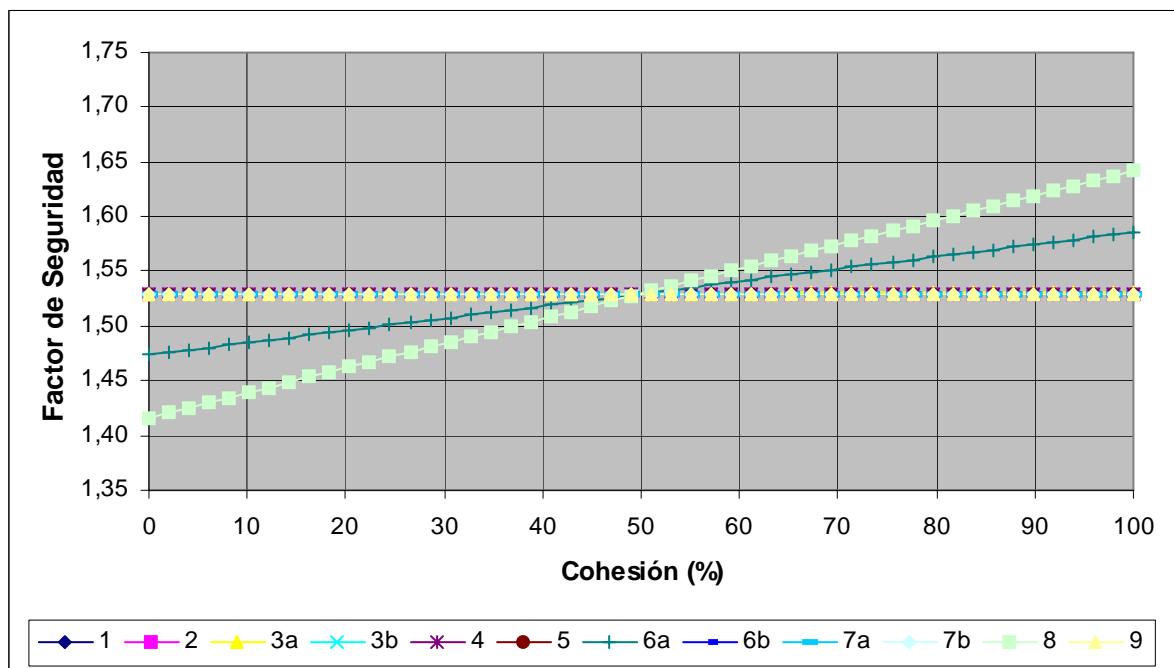


Figura 9.13. Análisis de sensibilidad para los valores de cohesión indicados en la Tabla 9.5 $\pm 0,3 \text{ MPa}$ para la superficie del Análisis 2 (Figura 9.8)

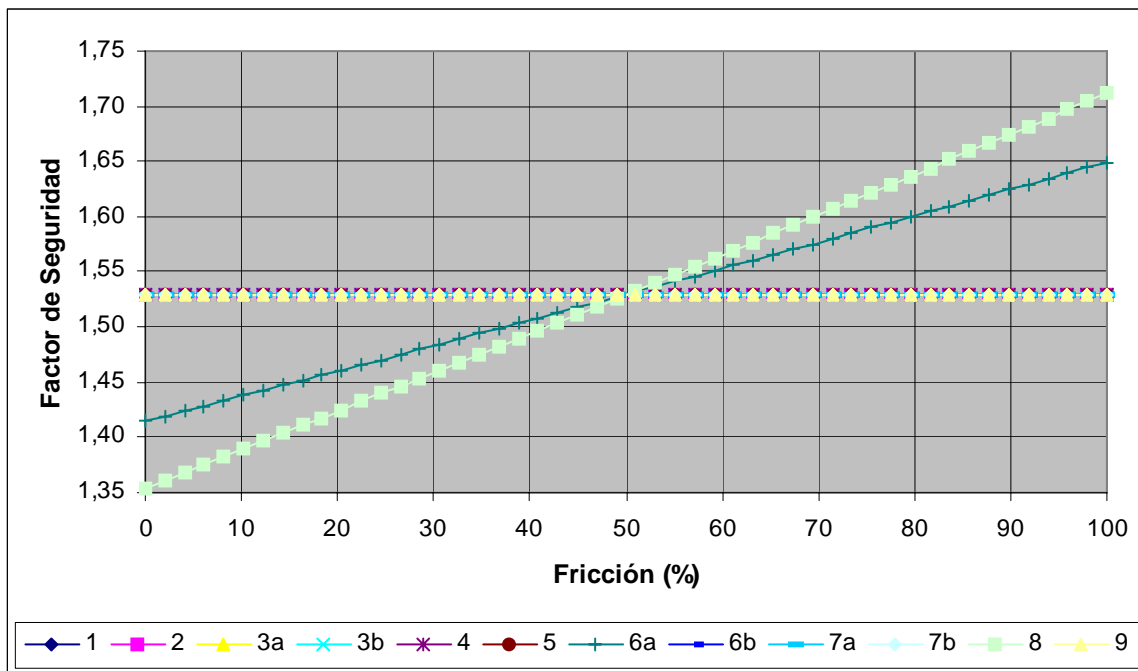


Figura 9.14. Análisis de sensibilidad para los valores de fricción de indicados en la Tabla 9.5 \pm 5° para la superficie del Análisis 2 (Figura 9.8)

Los parámetros que más influyen en el valor del factor de seguridad de la superficie con menor factor de seguridad obtenida en el Análisis 2, son los siguientes:

- Fricción de la unidad 8 (depósitos de materiales fragmentarios removilizados). Es el parámetro más influyente: su disminución en 5° supone un descenso del factor de seguridad de 0,2, es decir un 11,5 %.
- Fricción de la unidad 6a y cohesión de la unidad 8 (materiales fragmentarios submarinos y depósitos de materiales fragmentarios removilizados). Su disminución en 5° y 0,3 MPa, respectivamente, supone una reducción del factor de seguridad del 7,5%.
- Peso específico de la unidad 6a (materiales fragmentarios submarinos). Su disminución en 3 kN/m³ supone un **aumento** del factor de seguridad del 6,6% (la influencia de esta propiedad es inversa a la de las otras, ya que su disminución aumenta el valor del factor de seguridad. Esto es debido a que disminuye el peso en la zona de cabecera aumentando así la estabilidad).
- Cohesión de la unidad 6a (materiales fragmentarios submarinos). Su disminución 0,3 MPa supone una reducción del factor de seguridad del 3,7%.
- Peso específico de la unidad 8 (depósitos de materiales fragmentarios removilizados). Su disminución en 3 kN/m³ supone una reducción del factor de seguridad del 1,6%.

Los resultados de los análisis de sensibilidad muestran la influencia de las propiedades de los materiales atravesados por las superficies potenciales de deslizamiento. La diferente localización de las superficies con menor factor de seguridad en los dos análisis anteriores (debida a la variación del valor de la cohesión de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados) hace que los materiales que más influyen en la estabilidad no sean los mismos en ambos casos. No obstante, cabe destacar que las propiedades de los materiales de las unidades formadas por materiales fragmentarios submarinos o por sus depósitos ejercen un papel determinante, tanto en la localización de las superficies con menor factor de seguridad, como en el valor del mismo, destacando especialmente la influencia de la fricción.

Análisis a posteriori

A partir de los resultados de los análisis paramétricos del apartado anterior se ha puesto de manifiesto la influencia de los materiales fragmentarios submarinos en el factor de seguridad.

Con la finalidad de conocer el valor de las propiedades resistentes (c y ϕ) de estos materiales para las condiciones de equilibrio del modelo, se han realizado una serie de análisis a posteriori. En los análisis se ha considerado la misma superficie profunda y general que afecta al flanco emergido en su totalidad y tiene su salida por debajo del nivel del mar (Análisis 1).

El propósito de estos análisis es obtener los valores de c y ϕ por debajo de los cuales el flanco del edificio volcánico sería inestable.

A efectos prácticos, se ha considerado que las unidades formadas por materiales fragmentarios submarinos (6a y 6b) forman una única unidad. Para el resto de las unidades del modelo se han mantenido las propiedades iniciales (Tabla 9.5).

Tras unos análisis de tanteo, se han establecido los rangos de valores $c = 0,1$ a $1,5$ MPa y $\phi = 8^\circ$ a 12° , y se han analizado sucesivas combinaciones para conseguir factores de seguridad en torno a $F_s = 1,00$.

Los resultados obtenidos en cada caso se recogen en la Tabla 9.6 y en la Figura 9.15 (los resultados gráficos con la localización de las superficies de deslizamiento se presentan en el Anexo IV.2).

Tabla 9.6. Pares de valores de cohesión y fricción de los materiales para los que se alcanzan las condiciones de equilibrio

c (MPa)	ϕ (°)			
	8	9	10	12
0,1	0,95 (0,70)*	0,99 (0,76)*	1,03 (0,81)*	1,11 (0,92)*
0,2	0,96 (0,87)*	1,00 (0,93)*	1,04 (0,99)*	1,12 (1,11)*
0,3	0,95	1,00	1,04	1,13
0,4	0,96	1,01	1,05	1,14
0,5	0,97	1,02	1,06	1,15
1,0	1,02	1,07	1,11	1,20
1,5	1,07	1,12	1,16	1,24

* Factores de seguridad mínimos obtenidos para superficies submarinas y superficiales

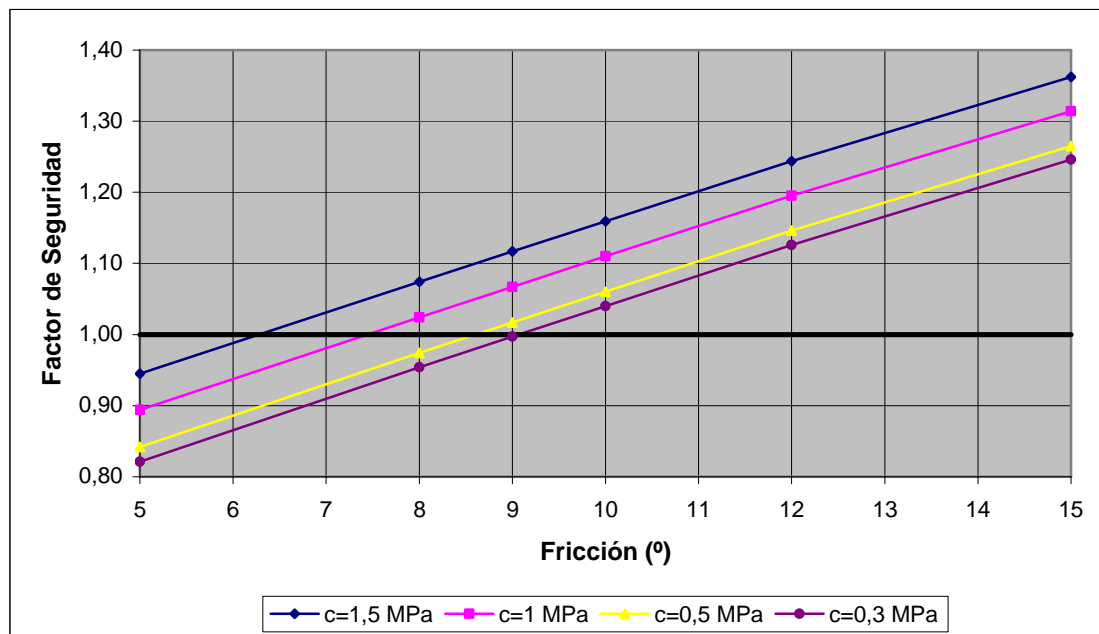


Figura 9.15. Valores obtenidos en los análisis a posteriori de las propiedades resistentes (c y ϕ) de los materiales fragmentarios submarinos

Según los resultados obtenidos, el equilibrio estricto de la superficie profunda analizada se obtiene para los siguientes pares de valores de los materiales fragmentarios submarinos:

- Fricción = 8° y cohesión \approx 0,5-1 MPa.
- Fricción = 9° y cohesión \approx 0,1-0,5 MPa.
- Fricción = 10° y cohesión \approx 0,1-0,3 MPa.

En los casos de cohesión \leq 0,2 MPa se obtienen roturas con menor factor de seguridad que la superficie profunda analizada, aunque muy superficiales y localizadas en el talud del flanco sumergido.

Para análisis posteriores se asumirán valores representativos de la condición de equilibrio estricto: fricción = 9° y cohesión = 0,3 MPa. Más adelante, en el Apartado 9.4.3, se discutirán estos resultados.

9.3.2. ALTURA DEL NIVEL FREÁTICO Y DEL NIVEL DEL MAR

La influencia de la situación del nivel freático y del nivel del mar se ha analizado modificando su posición con respecto al modelo inicial, manteniendo las propiedades de los materiales de la Tabla 9.5.

En el primer caso, se ha considerado que el edificio se encuentra completamente saturado, situando el nivel freático en superficie. En el segundo caso, la influencia del nivel del mar se ha analizado considerando un descenso del mismo de 100 m (ver Apartado 8.3).

Los valores de los factores de seguridad obtenidos son 1,33 (Figura 9.16), en el primer caso, y 1,56 en el segundo caso.

Los resultados muestran que el edificio volcánico presenta condiciones de estabilidad en ambas situaciones, sin embargo la influencia del nivel freático es significativa ya que reduce el valor del factor de seguridad un 14,7% respecto a la situación inicial considerada. Los efectos de una variación del nivel del mar en la estabilidad del edificio son insignificantes.

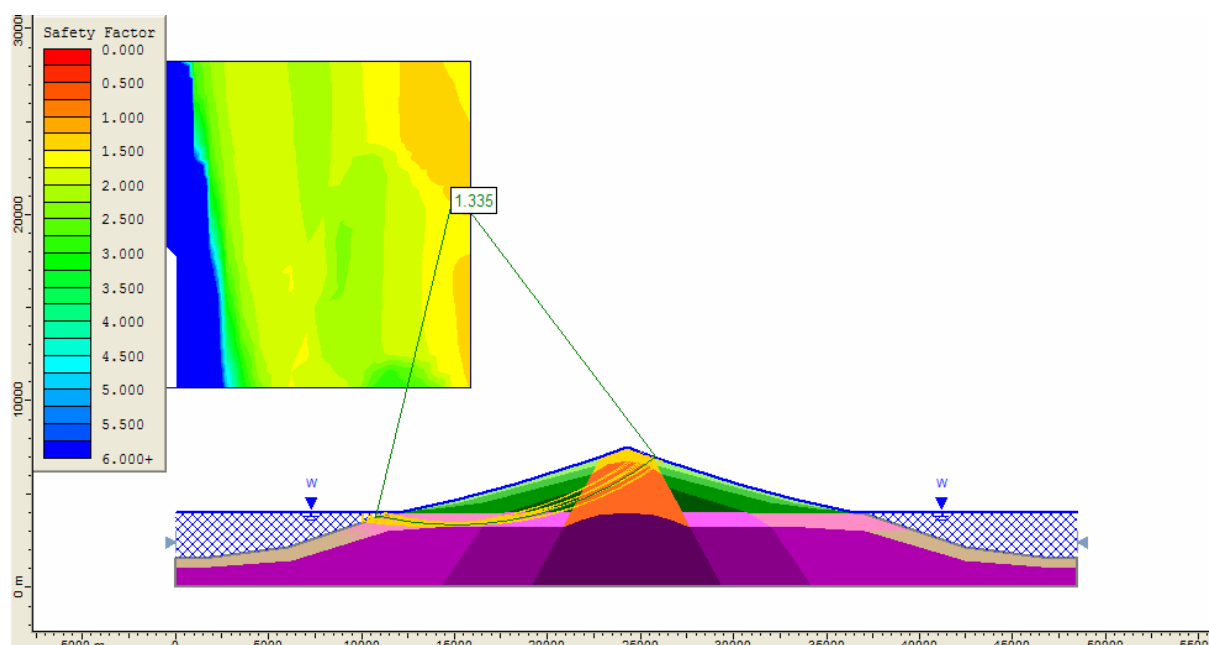


Figura 9.16. Análisis 3 de estabilidad del modelo geomecánico saturado (nivel freático en la superficie), $F_s = 1,33$

9.3.3. ACELERACIÓN SÍSMICA

A continuación se presentan los resultados de los análisis realizados con el objetivo de evaluar la influencia de la aceleración sísmica en la estabilidad.

Para realizar estos análisis (en los que se aplica un método pseudoestático, como es el método equilibrio límite), es necesario considerar un coeficiente de corrección, ya que la aceleración máxima durante un terremoto se alcanza sólo durante un breve espacio de tiempo y la acción sísmica puede disiparse. El coeficiente pseudoestático se define de manera generalizada como $\frac{1}{2}$ de la aceleración máxima del terreno (Kramer, 1996). Este será el valor considerado en los análisis de estabilidad, por lo que para analizar los efectos de los valores de aceleración de pico de 0,06 g, 0,2 g y 0,4 g, los valores introducidos en el análisis equilibrio límite serán: 0,03 g, 0,1 g y 0,2 g, respectivamente.

Análisis de estabilidad

Se han analizado tres casos en los que se han asignado valores de aceleración horizontal media, alta y muy alta (ver Apartado 8.1), correspondientes a valores de aceleración de pico de 0,06 g, 0,2 g y 0,4 g (Análisis 4, 5 y 6, respectivamente). En los análisis se han mantenido las propiedades de las unidades del modelo incluidas en la Tabla 9.5.

Los resultados obtenidos se han representado en las Figuras 9.17, 9.18 y 9.19.

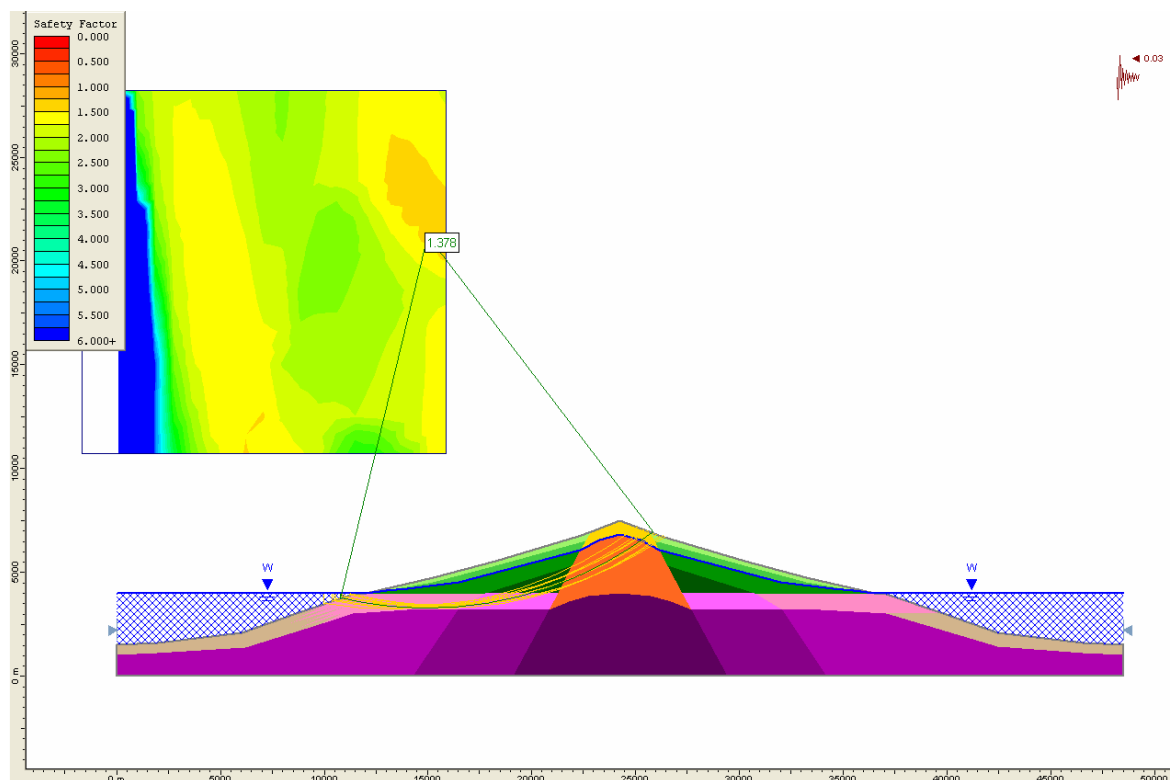


Figura 9.17. Análisis 4 de estabilidad del modelo geomecánico para aceleración sísmica de 0,06 g, $F_s = 1,38$

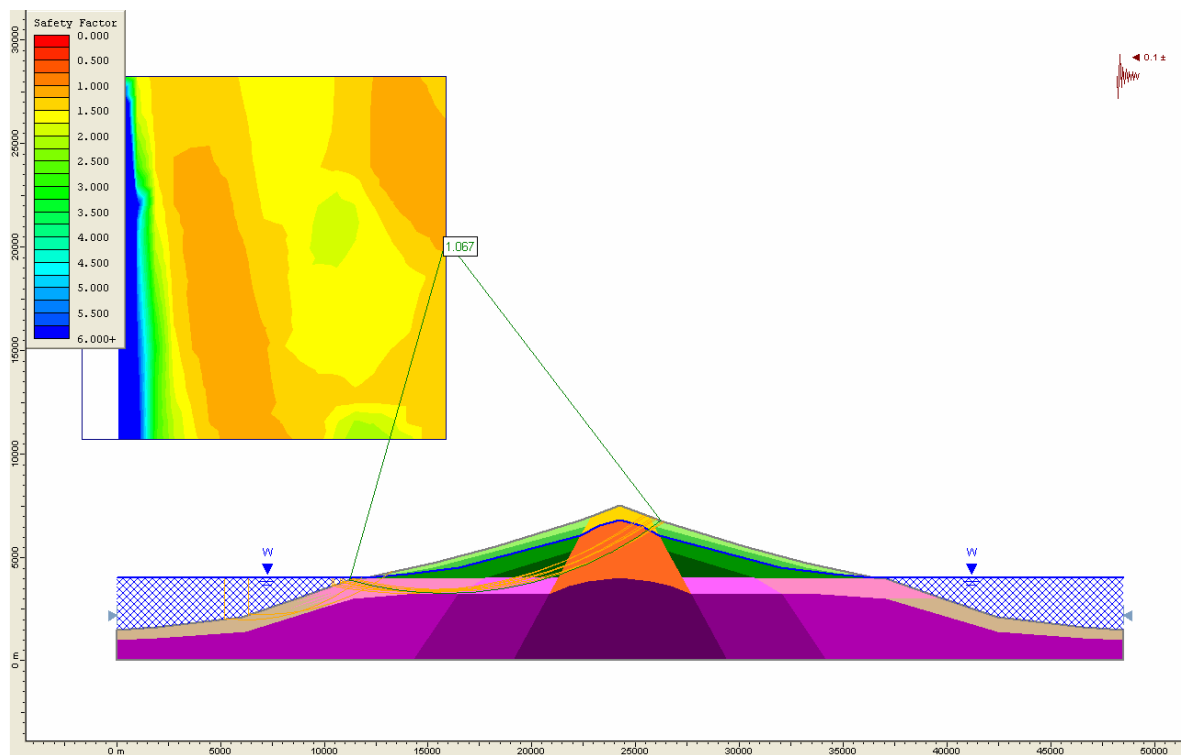


Figura 9.18. Análisis 5 de estabilidad del modelo geomecánico para aceleración sísmica de 0,20 g, $F_s = 1,07$

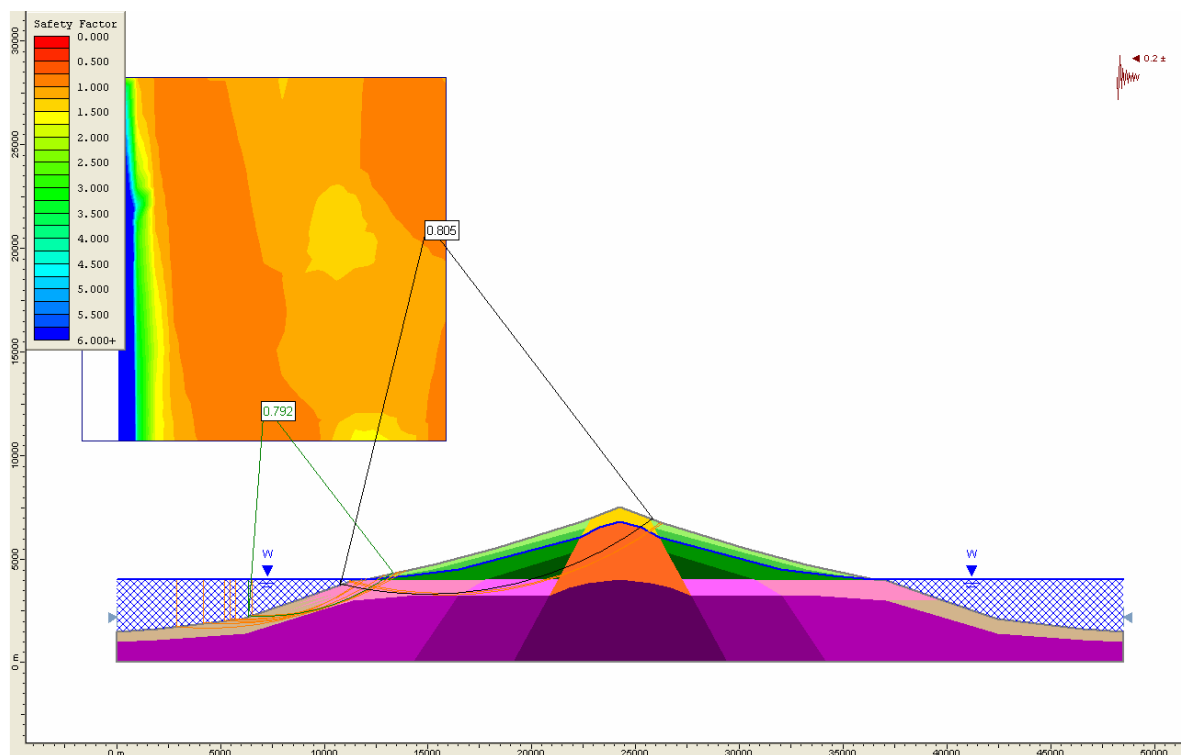


Figura 9.19. Análisis 6 de estabilidad del modelo geomecánico para aceleración sísmica de 0,40 g, $F_s = 0,80$ en una superficie profunda y $F_s = 0,79$ en el flanco submarino

Los resultados muestran que para valores medios de aceleración (0,06 g) el edificio es estable ($F_s = 1,38$) y la superficie con menor factor de seguridad es profunda y afecta principalmente al flanco emergido (Figura 9.17). Para valores de aceleración altos (0,2 g), el factor de seguridad desciende de manera notable, aproximándose a condiciones de equilibrio estricto ($F_s = 1,07$) (Figura 9.18). Para valores de aceleración muy altos (0,4 g) el edificio es inestable ($F_s = 0,80$). En este caso, la superficie con menor factor de seguridad se obtiene en el flanco submarino (Figura 9.19).

Para la rotura profunda analizada, la aceleración sísmica de 0,4 g supone una disminución prácticamente del 50% en el factor de seguridad y un 30% aproximadamente para valores de 0,2 g.

Si se toma la cohesión de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados (unidad 8) $c = 0,5$ MPa, al igual que en el Análisis 2, las superficies con menor factor de seguridad se localizan en el flanco submarino (con igual morfología que en la Figura 9.19), siendo los factores de seguridad respectivamente 1,31, 0,97 y 0,7. Este hecho refleja la susceptibilidad de los flancos submarinos a sufrir deslizamientos con valores de aceleración sísmica altos si la cohesión de sus materiales es menor de 1 MPa.

Para cualquiera de los valores tomados para la cohesión de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados (0,5 ó 1 MPa), si se asume una aceleración de 0,4 g, las superficies más inestables son submarinas.

Análisis de sensibilidad

Se ha realizado un análisis de sensibilidad para evaluar la influencia de la aceleración sísmica en el factor de seguridad.

Los análisis han sido realizados para las superficies obtenidas en los Análisis 4 y 6; la Figura 9.20 representa la variación del factor de seguridad en función de la aceleración para los casos:

- Superficie profunda de deslizamiento emergida con su pie bajo el nivel del mar.
- Superficie de deslizamiento sumergida; en este caso, al afectar la rotura a los depósitos de materiales fragmentarios (unidad 8) se han realizado análisis correspondientes a $c = 1$ MPa y $c = 0,5$ MPa para estos materiales.

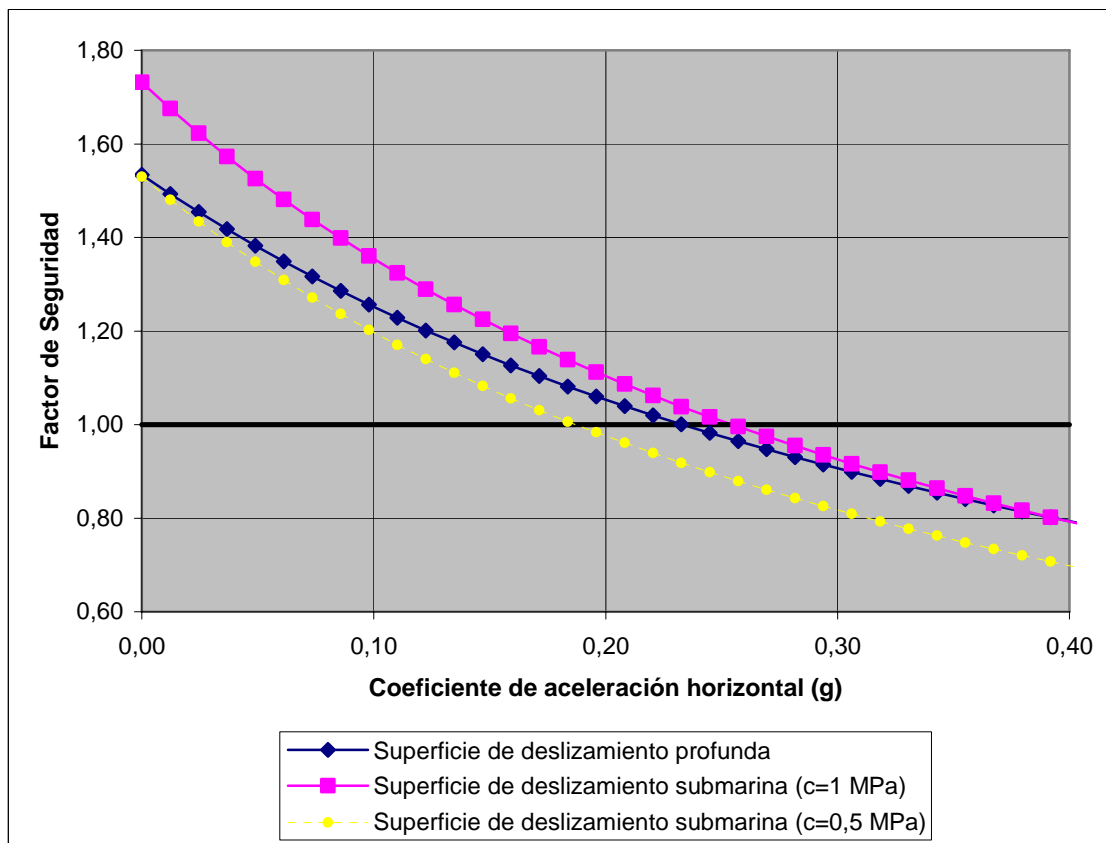


Figura 9.20. Análisis de sensibilidad de los valores de aceleración sísmica entre 0 y 0,4 g para las superficies del Análisis 4 (superficie profunda localizada principalmente en el flanco emergido) y del Análisis 6 (superficie submarina) (Figuras 9.17 y 9.19, respectivamente)

Tal y como se muestra en la Figura 9.20, el factor de seguridad disminuye con el aumento de la aceleración. Si la aceleración aumenta de 0 a 0,4 g, el factor de seguridad disminuye de 1,53 a 0,79 en la superficie profunda emergida y de 1,73 a 0,79 en la superficie submarina. Si se toma $c = 0,5$ MPa para la cohesión de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados, el factor de seguridad en la superficie submarina disminuye de 1,53 a 0,7; los factores de seguridad obtenidos en esta superficie para los diferentes valores de aceleración sísmica son menores que para los otros casos; este hecho pone de nuevo de manifiesto la susceptibilidad de los flancos submarinos a sufrir deslizamientos en las condiciones modelizadas.

En función de los resultados del análisis de susceptibilidad, el edificio emergido sería inestable si los valores de la aceleración de pico superan 0,24 g (Figura 9.21). La estabilidad del flanco submarino dependerá de las propiedades de sus materiales; para el equilibrio estricto serían necesarios los valores 0,18 a 0,25 g (para valores de cohesión de los depósitos de 0,5 a 1 MPa, respectivamente).

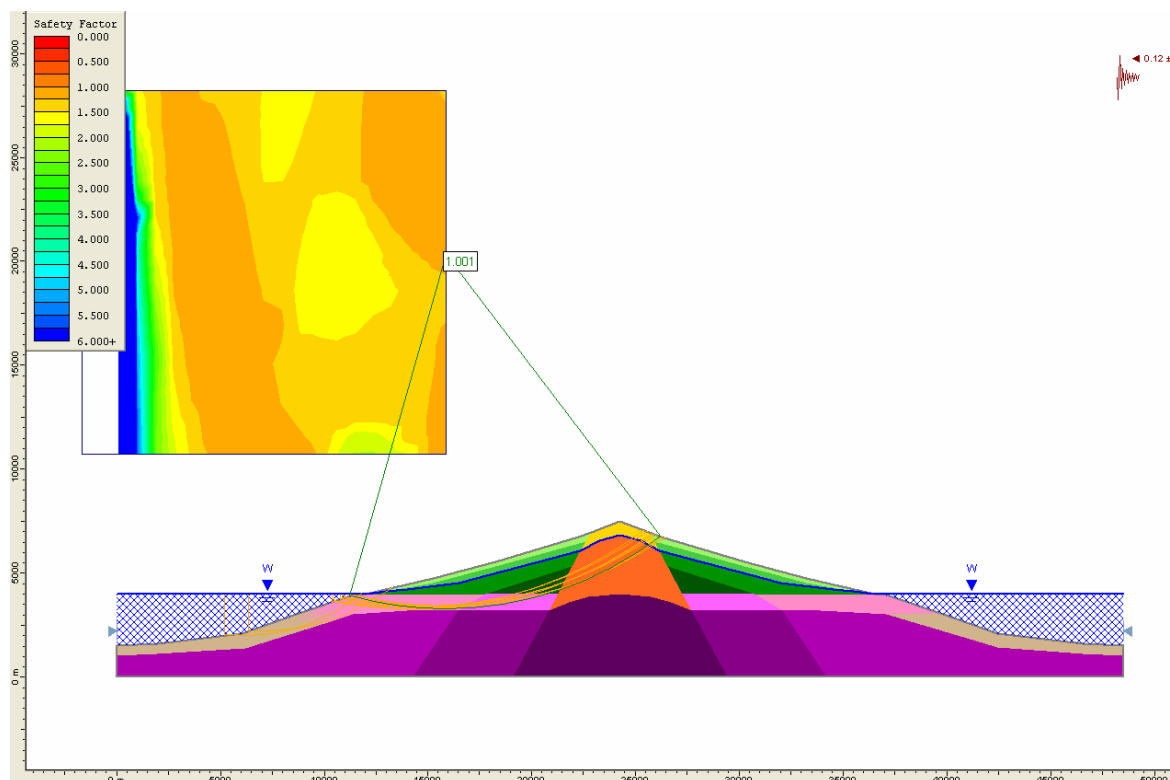


Figura 9.21. Análisis a posteriori del modelo geomecánico con aceleración 0,24 g, $F_s = 1,00$

9.3.4. PRESIÓN DE INTRUSIÓN DE DIQUES

Tal y como se explicó en el Apartado 8.2, se ha considerado que durante los procesos de intrusión de diques se ejerce una presión horizontal que varía con la profundidad, disminuyendo a medida que se asciende hacia la superficie.

En los siguientes análisis que consideran estas fuerzas se mantienen las propiedades de las unidades del modelo incluidas en la Tabla 9.5.

Análisis de estabilidad

Se han realizado dos análisis para evaluar los efectos de la intrusión de un dique que llega hasta la superficie: sin exceso de presión magmática y con exceso de presión magmática (Apartado 8.2.2). En el primer análisis (Análisis 7), se considera que la presión horizontal ejercida por la columna de magma varía de 0 a 23 MPa. En el segundo (Análisis 8), se ha considerado un exceso de presión magmática de 10 MPa, por lo que las presiones horizontales varían de 10 a 33 MPa.

Los resultados se han representado en la Figuras 9.22 y 9.23.

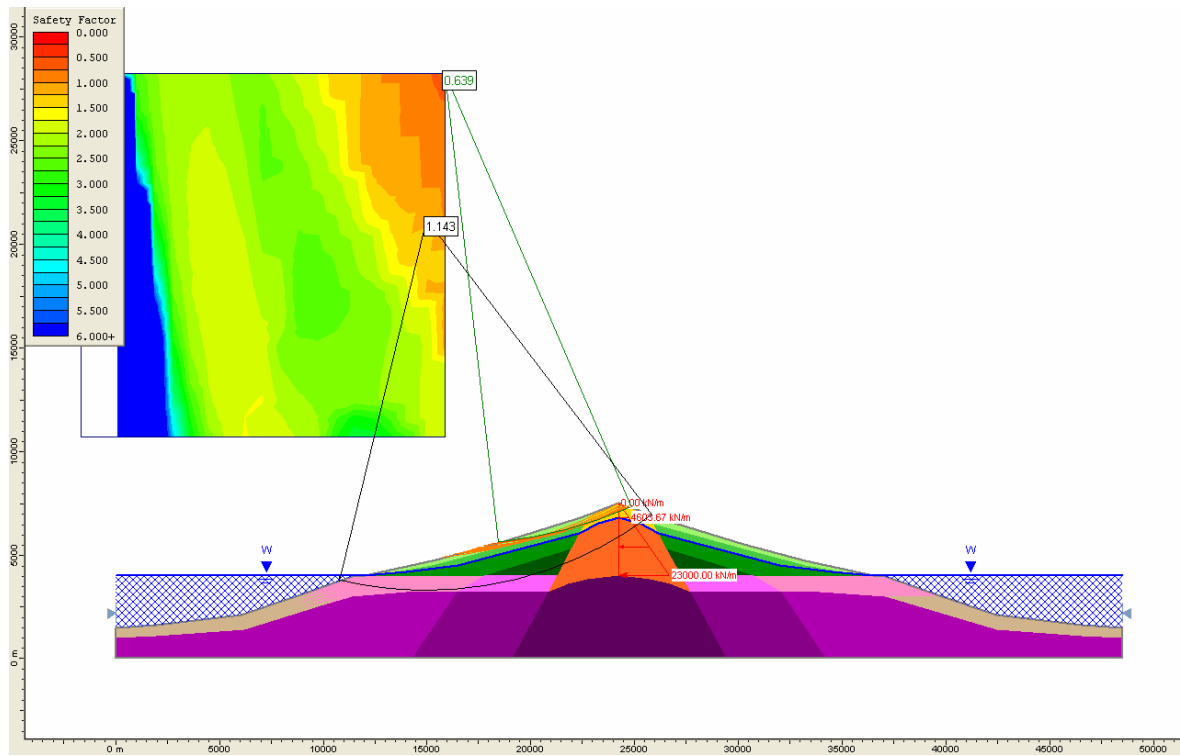


Figura 9.22. Análisis 7 de estabilidad del modelo geomecánico con presión horizontal de intrusión de 0 a 23 MPa, $F_s = 1,14$ en una superficie profunda y $F_s = 0,64$ en una superficial

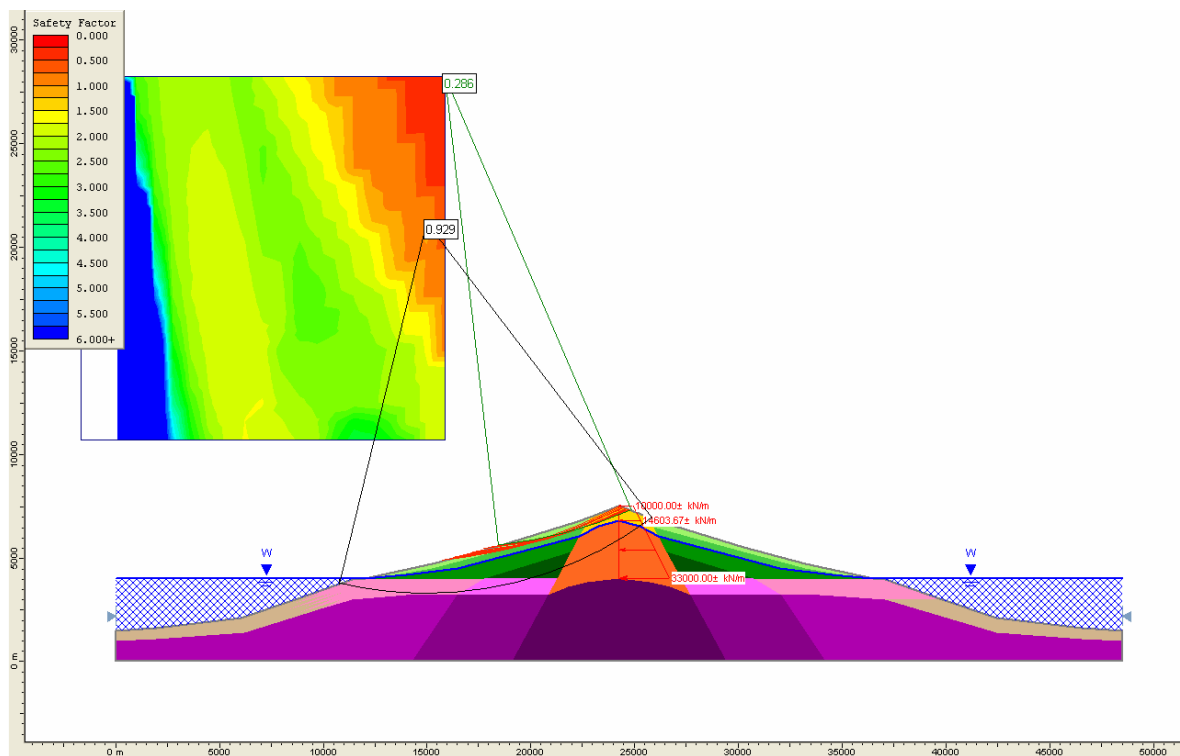


Figura 9.23. Análisis 8 de estabilidad del modelo geomecánico con presión horizontal de intrusión de 10 a 33 MPa, $F_s = 0,93$ en una superficie profunda y $F_s = 0,29$ en una superficial

En ambos casos se obtienen superficies de rotura superficiales, con su cabecera localizada en el punto de la superficie donde actúa la presión correspondiente a la intrusión. Estas superficies son las más inestables, siendo los factores de seguridad de 0,64 y 0,29 (Figuras 9.22 y 9.23, respectivamente).

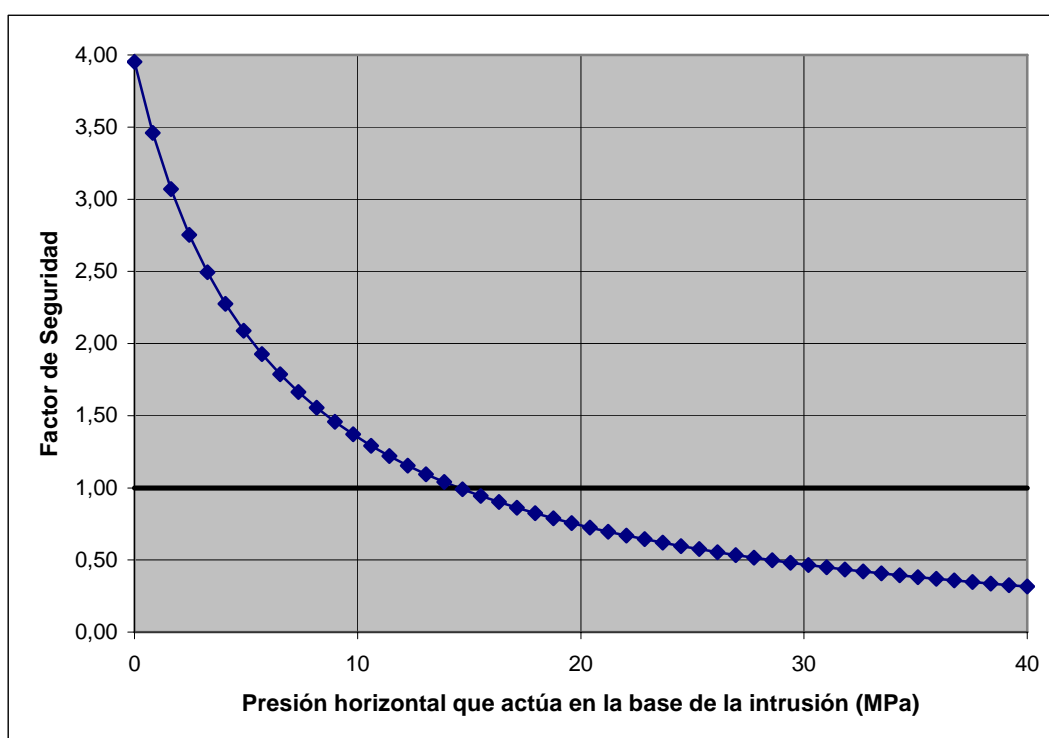
Los valores de los factores de seguridad en las superficies profundas localizadas en el flanco emergido (semejantes a las del Análisis 1) son 1,14 y 0,93, respectivamente. El edificio es inestable en el caso del Análisis 8, en el que se ha considerado un exceso de presión magmática de 10 MPa.

De estos resultados se obtiene que la intrusión de diques da lugar a una disminución del factor de seguridad en superficies profundas del 27 y 40,6% (Análisis 7 y 8, respectivamente).

Análisis de sensibilidad

Se ha realizado un análisis de sensibilidad con el objetivo de analizar la influencia de la presión horizontal ejercida por la intrusión de diques en el factor de seguridad.

Para este análisis se ha tomado la superficie con menor factor de seguridad obtenida en el Análisis 7, considerando un intervalo de variación para la presión horizontal máxima en la base de la intrusión de hasta 40 MPa únicamente a efectos de representación (Figura 9.24), siendo 0 la presión en el extremo superior del dique.



9.24. Análisis de sensibilidad de la presión horizontal actuando en la base de la intrusión para la superficie del Análisis 7 (Figura 9.22)

En la figura anterior se observa que la superficie analizada es inestable ($F_s < 1,00$) si la presión horizontal que actúa en la base de la intrusión es superior a 14,5 MPa.

Análisis a posteriori

Se ha realizado un análisis a posteriori con el objetivo de obtener la presión intrusión para la que una superficie de deslizamiento profunda afectando al flanco emergido se encontraría en condiciones de equilibrio estricto (Figura 9.25).

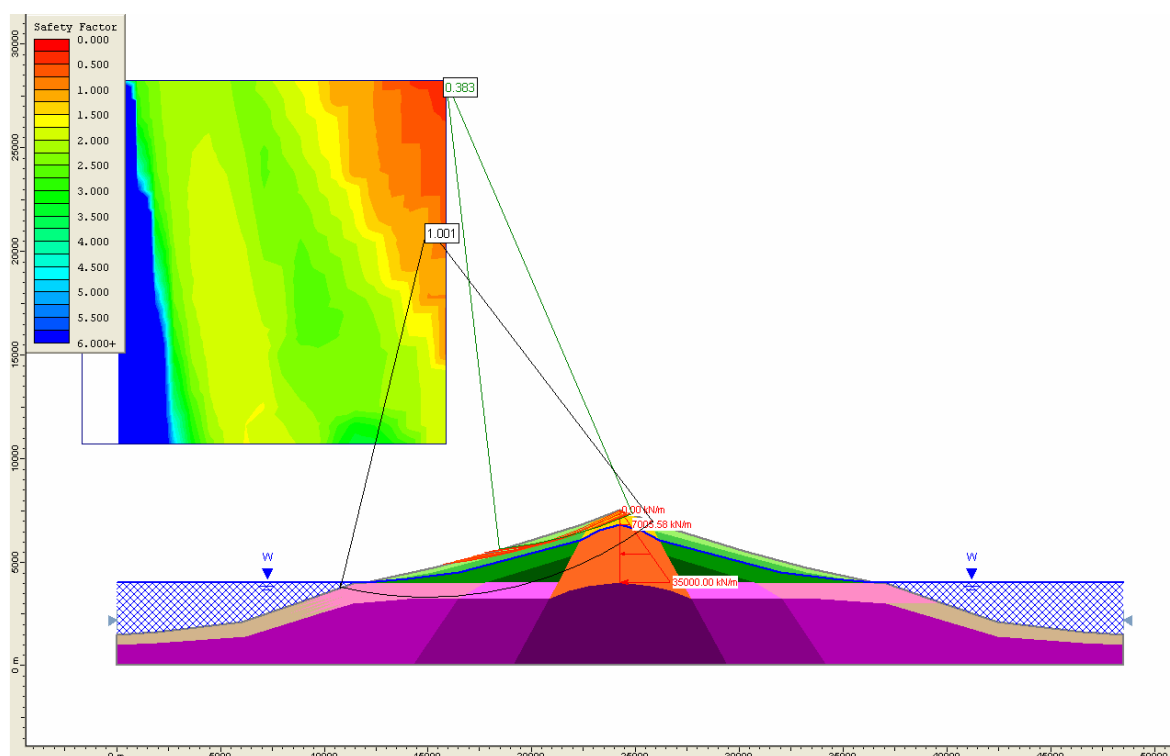


Figura 9.25. Análisis a posteriori del modelo geomecánico con presión de intrusión de 0 a 35 MPa, $F_s = 1,00$ en una superficie profunda y $F_s = 0,83$ en una superficial

Esta presión resulta de 35 MPa. Sin embargo, como se refleja en la figura anterior, también las zonas superficiales del flanco emergido serían inestables.

Presión de intrusión de diques y aceleración sísmica

Se han realizado dos nuevos análisis (Análisis 9 y 10) considerando la acción conjunta de la aceleración sísmica y la presión horizontal de intrusión de diques.

Se ha considerado un valor de aceleración de pico de 0,06 g y presiones horizontales de intrusión de 0 a 23 MPa y de 10 a 33 MPa (Figuras 9.26 y 9.27, respectivamente).

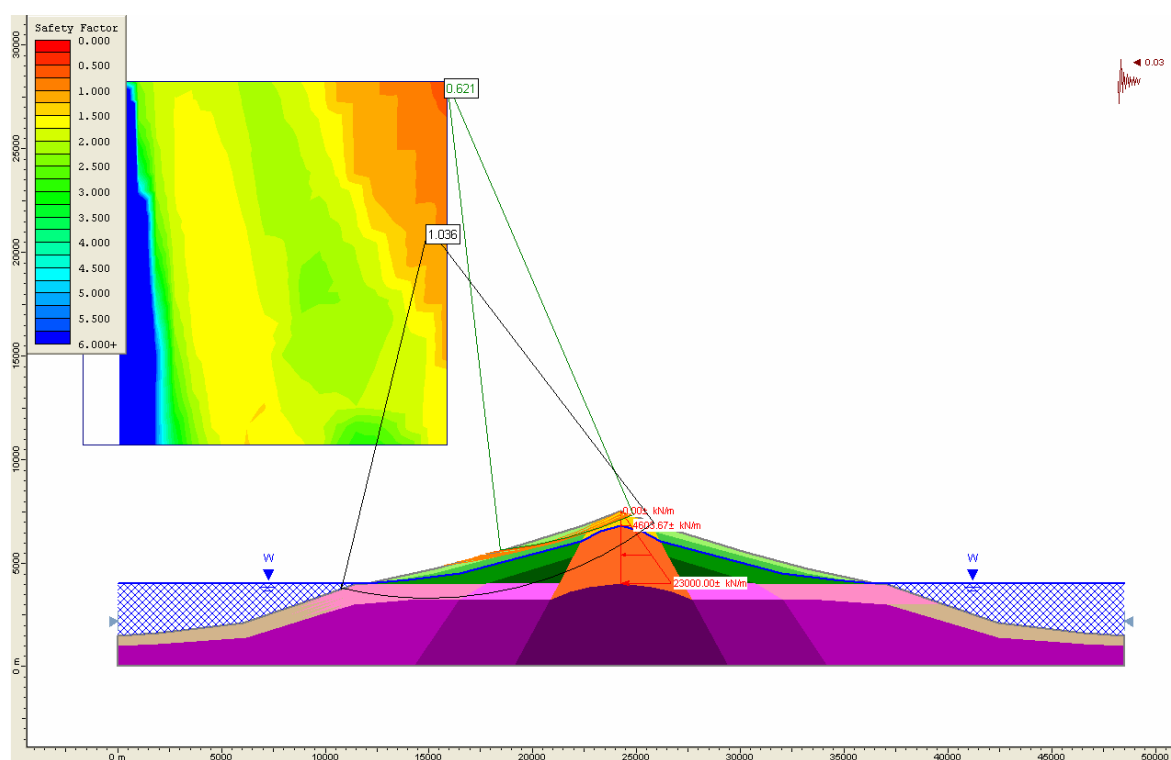


Figura 9.26. Análisis 9 de estabilidad del modelo geomecánico con presión horizontal de intrusión de 0 a 23 MPa y aceleración sísmica de 0,06 g, $F_s = 1,03$ en una superficie profunda y $F_s = 0,62$ en una superficial

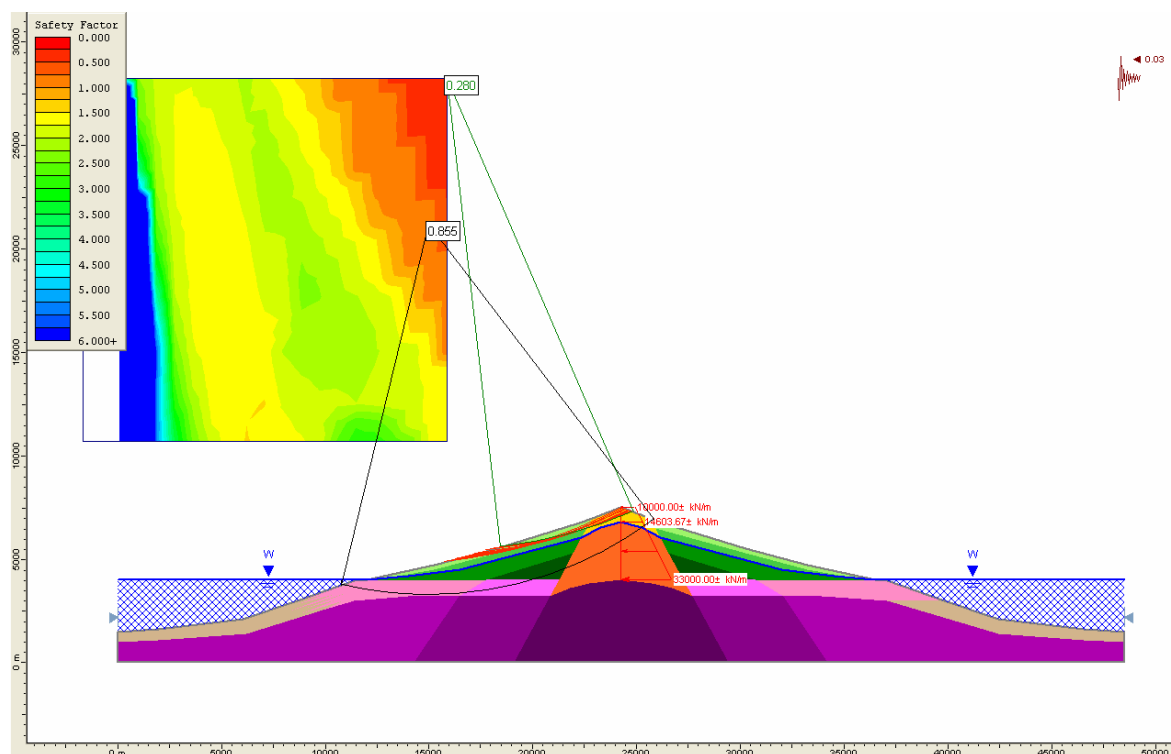


Figura 9.27. Análisis 10 de estabilidad del modelo geomecánico con presión horizontal de intrusión de 10 a 33 MPa y aceleración sísmica de 0,06 g, $F_s = 0,85$ en una superficie profunda y $F_s = 0,28$ en una superficial

Los resultados obtenidos para los factores de seguridad de las superficies más superficiales son prácticamente similares a los casos en los que no se ha considerado aceleración sísmica (Figuras 9.22 y 9.23); sin embargo, para superficies profundas se da una disminución del factor de seguridad, alcanzándose en equilibrio estricto ($F_s = 1,03$) para la Figura 9.26 y la inestabilidad ($F_s = 0,85$) en la Figura 9.27.

9.3.5. SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS

En las siguientes tablas se presentan los resultados obtenidos en los análisis realizados.

- En la Tabla 9.7 se resumen los datos considerados en los análisis de estabilidad y los valores de los factores de seguridad obtenidos así como las características de las superficies de rotura. En los casos en que la superficie con menor factor de seguridad no corresponde a superficie profunda localizada en el flanco emergido, también se ha incluido el factor de seguridad correspondiente a esta última.
- En la Tabla 9.8 se incluyen los resultados de los análisis a posteriori con las condiciones que definen el equilibrio estricto ($F_s \approx 1,00$) para superficies de rotura profundas en el flanco emergido.

Tabla 9.7. Resultados de los análisis de estabilidad del modelo geomecánico

Análisis	Propiedades	Intrusión	Sismicidad	Valor considerado	Fs*	Rotura*	Fs rotura profunda**
1	Ver Tabla 9.5	No	No	-	1,56	Profunda	-
2	Ver Tabla 9.5	No	No	-	1,53	Flanco sumergido	1,56
3	Ver Tabla 9.5	No	No	Edificio volcánico saturado	1,33	Profunda	-
4	Ver Tabla 9.5	No	Sí	0,06 g	1,38	Profunda	-
5	Ver Tabla 9.5	No	Sí	0,20 g	1,07	Profunda	-
6	Ver Tabla 9.5	No	Sí	0,40 g	0,79	Flanco sumergido	0,80
7	Ver Tabla 9.5	Sí	No	0 - 23 MPa	0,64	Superficial, flanco emergido	1,14
8	Ver Tabla 9.5	Sí	No	10 - 33 MPa	0,29	Superficial, flanco emergido	0,93
9	Ver Tabla 9.5	Sí	Sí	0 - 23 MPa y 0,06 g	0,62	Superficial, flanco emergido	1,03
10	Ver Tabla 9.5	Sí	Sí	10 - 33 MPa y 0,06 g	0,28	Superficial, flanco emergido	0,85

* Menor factor de seguridad obtenido y superficie correspondiente

** Factor de seguridad de la superficie profunda en el flanco emergido en el caso en que no corresponda ésta el menor factor de seguridad

Tabla 9.8. Resultados de los análisis a posteriori del modelo geomecánico

Condiciones del análisis	Observaciones
Propiedades de los materiales fragmentarios submarinos: $\phi \approx 8 - 10^\circ$	Con valores de $c \approx 0,1 - 1$ MPa Propiedades del resto de las unidades: Tabla 9.5
Aceleración sísmica: $a \approx 0,24$ g	El flanco submarino también podría ser inestable en función de las propiedades de los depósitos de materiales fragmentarios removilizados. Propiedades: Tabla 9.5
Presión de intrusión de diques $P_{\max} \approx 35$ MPa	Valor de la presión horizontal máxima en la base de la intrusión Las superficies con menor Fs corresponderían a roturas superficiales. Propiedades: Tabla 9.5

En los análisis de estabilidad realizados se han obtenido superficies de rotura submarinas y emergidas superficiales y profundas. Las principales características geométricas de estas superficies son las siguientes:

- Las superficies de rotura **submarinas** se localizan en el flanco sumergido; son extensas ($\approx 7,3$ km) y profundas ($\approx 0,7$ km).
- Las superficies de rotura más **superficiales** se localizan en el flanco emergido; son extensas ($\approx 6,6$ km) y menos profundas ($\approx 0,4$ km).
- Las superficies de rotura **profundas** se localizan en el flanco emergido y tienen su pie bajo el nivel del mar, cerca de la costa; son muy extensas ($\approx 15,4$ km de longitud) y muy profundas (≈ 2 km). Como se ha mencionado anteriormente estas superficies, representativas de mecanismos de rotura profundos, se han analizado de manera especial ya que su morfología podría corresponderse con las depresiones de los valles de Güímar y La Orotava; este mecanismo de rotura podría estar íntimamente relacionado con la generación de estos grandes deslizamientos.

Se han obtenido superficies de rotura inestables ($F_s < 1,00$) en los Análisis 6 a 10 (Tabla 9.7):

- En el Análisis 6, tanto la superficie submarina como la superficie profunda emergida son inestables. En este análisis se ha considerado un valor de aceleración sísmica de $0,4$ g.
- En los Análisis 7 a 10, las superficies de rotura superficiales emergidas son las más inestables. En los dos primeros, se ha considerado presión horizontal de intrusión de diques (sin o con exceso de presión magmática). En los dos últimos, además de presión de diques (como en los análisis anteriores), se ha considerado aceleración sísmica de $0,06$ g. También en los Análisis 8 y 10 las superficies profundas son inestables.

A partir de los análisis a posteriori se han determinado los valores de los factores que definen condiciones de equilibrio estricto ($F_s \approx 1,00$) en superficies de rotura profundas (Tabla 9.8):

- El edificio volcánico se encontrará en condiciones de equilibrio estricto para las siguientes propiedades de los materiales fragmentarios submarinos: $\phi = 8-10^\circ$ y $c = 0,1-1$ MPa, siendo las propiedades de los otros materiales las indicadas en la Tabla 9.5.

Por otra parte, los valores de los factores desencadenantes que definen el equilibrio estricto son los siguientes:

- Aceleración sísmica de $0,24$ g.
- Presión horizontal de intrusión en la base del dique de 35 MPa.

9.3.6. INFLUENCIA DE LA ALTURA DEL EDIFICIO

Se han realizado una serie de análisis adicionales para evaluar la influencia de la altura del edificio volcánico. Para ello se ha definido un nuevo modelo de 2.400 m (correspondiente a la máxima altura de los escarpes laterales de los valles de Güímar y La Orotava en la actualidad) y pendientes medias de 12,5° y 14°. Este perfil tendrá una extensión horizontal, desde el nivel del mar hasta su cota máxima, de 10 km (la geometría del flanco submarino no se ha modificado). En este modelo se han mantenido las unidades litológicas del modelo geológico y se han calculado sus propiedades resistentes, aplicando los mismos criterios que en el modelo previo.

Los valores de los parámetros empleados, así como las figuras correspondientes a los análisis de estabilidad realizados, se recogen en el Anexo IV.3.

Se han evaluado los mismos aspectos que en los análisis del apartado anterior:

- Propiedades de materiales (Análisis 1' y 2').
- Altura del nivel freático (Análisis 3').
- Aceleración sísmica (Análisis 4' a 6').
- Presión de intrusión de diques (Análisis 7' a 8').
- Presión de intrusión de diques y aceleración sísmica (Análisis 9' y 10').

Los datos considerados y los valores de los factores de seguridad obtenidos se recogen en la Tabla 9.9.

Al igual que en el apartado anterior, también se han realizado análisis a posteriori para determinar los valores de los factores que definen el equilibrio estricto. Los resultados se incluyen en la Tabla 9.10.

Tabla 9.9. Resultados de los análisis de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m (ver Figuras en Anexo IV.3)

Análisis	Propiedades	Intrusión	Sismicidad	Valor considerado	Fs*	Rotura*	Fs rotura profunda**
1'	Ver Anexo IV.3	No	No	-	1,60	Flanco sumergido	1,98
2'	Ver Anexo IV.3	No	No	-	1,42	Flanco sumergido	1,97
3'	Ver Anexo IV.3	No	No	Edificio volcánico saturado	1,60	Flanco sumergido	1,61
4'	Ver Anexo IV.3	No	Sí	0,06 g	1,38	Flanco sumergido	1,70
5'	Ver Anexo IV.3	No	Sí	0,20 g	1,03	Flanco sumergido	1,27
6'	Ver Anexo IV.3	No	Sí	0,40 g	0,74	Flanco sumergido	0,92
7'	Ver Anexo IV.3	Sí	No	0 - 14 MPa	1,49	Profunda	-
8'	Ver Anexo IV.3	Sí	No	10 - 24 MPa	0,78	Superficial, flanco emergido	1,08
9'	Ver Anexo IV.3	Sí	Sí	0 - 14 MPa y 0,06 g	1,34	Profunda	-
10'	Ver Anexo IV.3	Sí	Sí	10 - 24 MPa y 0,06 g	0,76	Superficial, flanco emergido	1,00

* Menor factor de seguridad obtenido y superficie correspondiente

** Factor de seguridad de la superficie profunda en el flanco emergido en el caso en que no corresponda ésta el menor factor de seguridad

Tabla 9.10. Resultados de los análisis a posteriori del modelo geomecánico de 2.400 m

Condiciones del análisis	Observaciones
Propiedades de los materiales fragmentarios submarinos: $\phi \approx 5^\circ$	Con valores de $c \approx 0,3$ MPa Propiedades del resto de las unidades: Anexo IV.3
Aceleración sísmica: $a \approx 0,34$ g	Propiedades: Anexo IV.3
Presión de intrusión de diques $P_{\max} \approx 40$ MPa	Valor de la presión horizontal máxima en la base de la intrusión Las superficies con menor Fs corresponderían a roturas superficiales. Propiedades: Anexo IV.3

Al igual que en los análisis anteriores, se obtienen superficies de rotura submarinas y emergidas superficiales y profundas. Sin embargo, únicamente se obtienen superficies inestables en cuatro casos, en lugar de ocho:

- En el Análisis 6', en el que se ha considerado una aceleración sísmica de 0,4 g. En este caso la superficie más inestable es submarina, aunque la superficie profunda emergida también es inestable.
- En los Análisis 8' y 10', en los que se ha considerado una presión horizontal de intrusión de diques con exceso de presión magmática. En estos casos las superficies más inestables son superficiales y las superficies de rotura profundas están prácticamente en equilibrio.

Los resultados obtenidos en los análisis a posteriori, que definen el equilibrio estricto en superficies de rotura profundas, son los siguientes:

- Fricción de los materiales fragmentarios submarinos de 5° (para $c \approx 0,3$ MPa).
- Aceleración sísmica de 0,34 g.
- Presión horizontal de intrusión en la base del dique de 40 MPa.

A partir de estos resultados, y su comparación con los resultados del apartado anterior, se pone de manifiesto la influencia de la geometría de un edificio volcánico en la estabilidad.

Como conclusión principal destaca que la superficie profunda emergida únicamente es inestable con una aceleración sísmica de 0,4 g; aunque en los casos en los que se ha considerado presión horizontal de intrusión de diques con exceso de presión magmática, esta superficie está prácticamente en equilibrio.

9.4. MECANISMOS DE ROTURA

Como se ha descrito en los apartados anteriores, las superficies menos estables obtenidas en los análisis de estabilidad se pueden clasificar según su factor de seguridad y sus características (situación, longitud y profundidad).

En función del valor del factor de seguridad, dichas superficies son estables ($F_s > 1,00$) o inestables ($F_s < 1,00$), y en función de sus características se han obtenido:

- Superficies de rotura profundas, localizadas en el flanco emergido y con su pie bajo el nivel del mar.
- Superficies de rotura submarinas, localizadas en el flanco sumergido.
- Superficies de rotura superficiales, localizadas en el flanco emergido.

La estabilidad de estas superficies, y por ende del edificio volcánico, depende de los valores de las propiedades y de los factores condicionantes y desencadenantes considerados en los análisis. Sus características están íntimamente relacionadas con los mecanismos de rotura.

En el apartado anterior se destacaron, en particular, las características de las superficies profundas, por resultar este tipo de rotura en la mayoría de los análisis, con semejantes o muy similares características geométricas. La tipología de estas superficies, y el mecanismo de rotura asociado, podrían corresponderse con la morfología y el origen de los deslizamientos profundos ocurridos en los valles de Güímar y La Orotava.

Por otra parte, con el objetivo de estudiar otros tipos de roturas posibles, se ha analizado la influencia de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos en la generación de deslizamientos con distinta tipología y mecanismos. Las propiedades de estos materiales se han revelado como definitivas en lo que respecta a la generación de deslizamientos en los flancos del edificio volcánico.

9.4.1. DESLIZAMIENTOS PROFUNDOS

Los resultados obtenidos en el Apartado 9.3 muestran que los deslizamientos profundos pueden tener lugar si los valores asignados a los diferentes factores desencadenantes (aceleración sísmica o presión de intrusión) superan determinados umbrales. Estos procesos de inestabilidad también se dan si las propiedades de los materiales que se han identificado como los más influyentes en la estabilidad de estas superficies profundas (materiales fragmentarios submarinos), son lo suficientemente bajas.

Las características de las superficies de rotura profundas, así como los parámetros que determinan su estabilidad, se han detallado en el apartado anterior (Tablas 9.7 y 9.9). Estas superficies tienen una longitud aproximada de 15 km y unos 2 km de profundidad. Su pie se localiza a 1 km de distancia de la costa, 250 m por debajo del nivel del mar. El deslizamiento incluye parte de la cima del edificio volcánico, afectando a los materiales superiores del eje estructural. La cabecera de la superficie de rotura se sitúa a 1,5 km de distancia del punto más alto del modelo, en el flanco opuesto al deslizamiento. La diferencia de altura entre el pie y la cabecera es de 3 km.

Cabe mencionar que, en la mayoría de los casos en los que estas superficies profundas emergidas son inestables ($F_s < 1,00$), existen otras que también lo son. En el caso de que el desencadenante sea la aceleración sísmica, los flancos submarinos son también susceptibles a sufrir deslizamientos. En el caso de que el desencadenante sea la presión de intrusión de diques, las superficies con mayor susceptibilidad son superficiales y se localizan en el flanco emergido.

9.4.2. DESLIZAMIENTOS SUCESIVOS

En los análisis realizados en el Apartado 9.3 se obtuvieron varias conclusiones relevantes, entre las que destaca la influencia que las propiedades resistentes de los materiales fragmentarios submarinos juegan en la estabilidad del edificio y la susceptibilidad de los flancos submarinos a sufrir deslizamientos ante determinadas condiciones (p.e. aceleración sísmica elevada).

Partiendo de esta consideración, en este apartado se analiza la estabilidad del edificio volcánico asumiendo la inestabilidad del flanco submarino, y se determina la influencia de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos en la estabilidad del conjunto del edificio. Así, partiendo de un deslizamiento submarino, se ha modelizado una rotura de flanco mediante deslizamientos sucesivos.

A partir de estos análisis se ha definido un nuevo mecanismo de rotura asociado a la generación de deslizamientos sucesivos. A continuación se detalla el procedimiento y los resultados obtenidos.

Análisis de estabilidad de deslizamientos sucesivos

En primer lugar se ha realizado un análisis asumiendo la rotura del flanco submarino del modelo en el Análisis 6 (Apartado 9.3.3, Figura 9.19), asignando a la unidad formada por materiales fragmentarios submarinos (unidad 6a) las propiedades obtenidas en los análisis a posteriori $c = 0,3 \text{ MPa}$ y $\phi = 9^\circ$ (Apartado 9.3.1). Las propiedades del resto de las unidades del modelo no se han modificado, siendo las incluidas en la Tabla 9.5.

Los resultados obtenidos en este análisis, que refleja la situación tras el deslizamiento del flanco submarino, se han representado en la Figura 9.28. En ella se han marcado (en rojo) las superficies con $F_s < 1,00$.

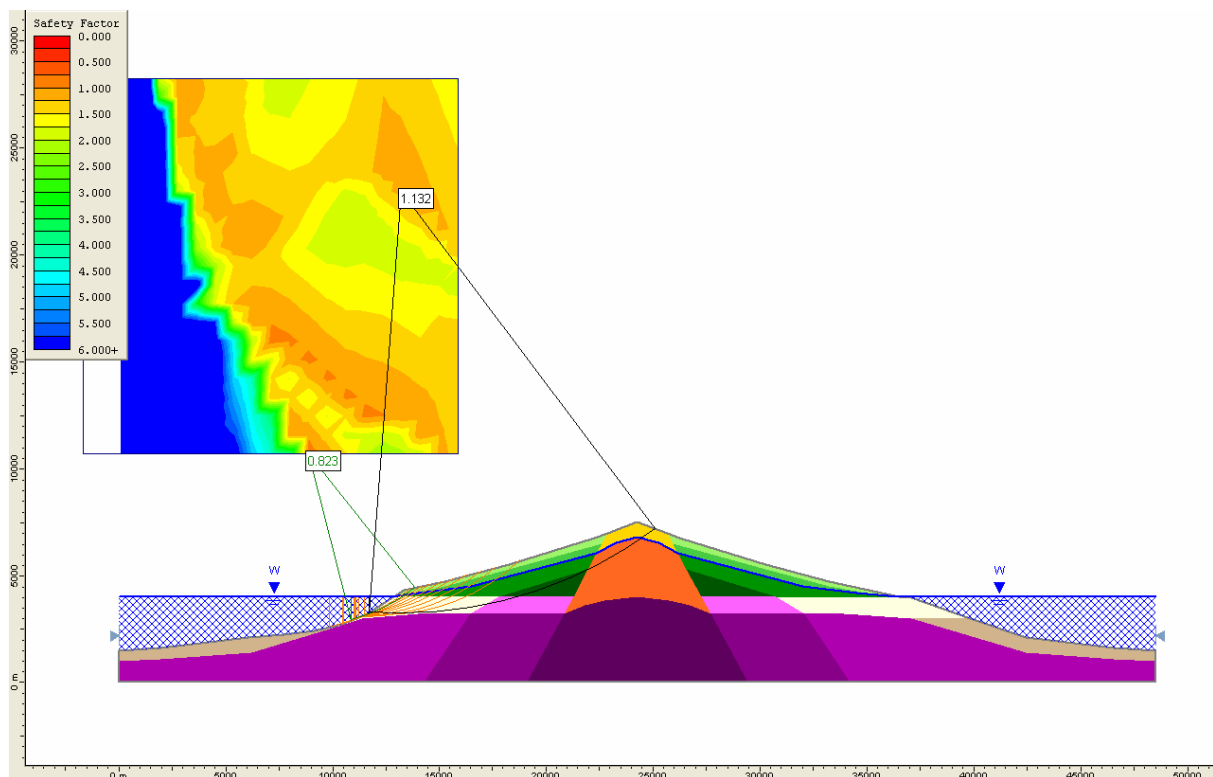


Figura 9.28. Análisis de estabilidad del modelo geomecánico tras un deslizamiento en el flanco sumergido (propiedades de la unidad 6a, formada por materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$ y $\phi = 9^\circ$)

En la figura anterior destacan un número importante de superficies inestables localizadas en la parte baja del edificio volcánico con su pie por debajo del nivel del mar. Se observa también que las superficies profundas localizadas en la parte emergida del edificio son estables ($F_s \geq 1,13$).

Se ha realizado un segundo análisis eliminando del modelo la zona inestable resultante del análisis anterior. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 9.29 (el valor de las propiedades no se ha modificado).

En este caso, resultan también varias superficies inestables cuyas cabeceras se localizan en la parte media del flanco emergido y su pie por debajo del nivel del mar. De nuevo las roturas profundas del flanco emergido presentan $F_s \geq 1,07$.

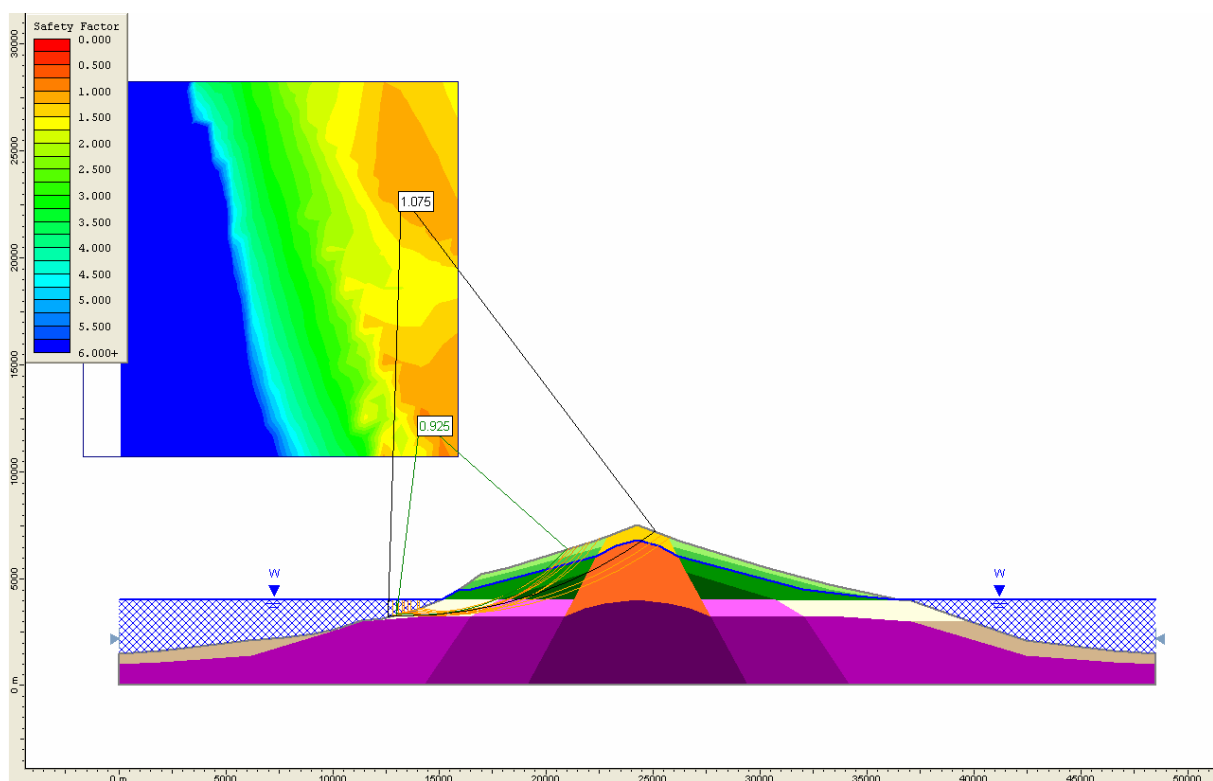


Figura 9.29. Análisis de estabilidad del modelo geomecánico tras el deslizamiento de la zona inestable de la Figura 9.28 (propiedades de la unidad 6a, formada por materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$ y $\phi = 9^\circ$)

Finalmente, se ha realizado un tercer análisis en el que se ha eliminando la zona inestable obtenida en la figura anterior. Los resultados se muestran en la Figura 9.30 (las propiedades de los materiales no se han modificado). En esta figura se observa que la parte que queda del edificio volcánico emergido se encuentra en condiciones inestables: $F_s = 0,99$.

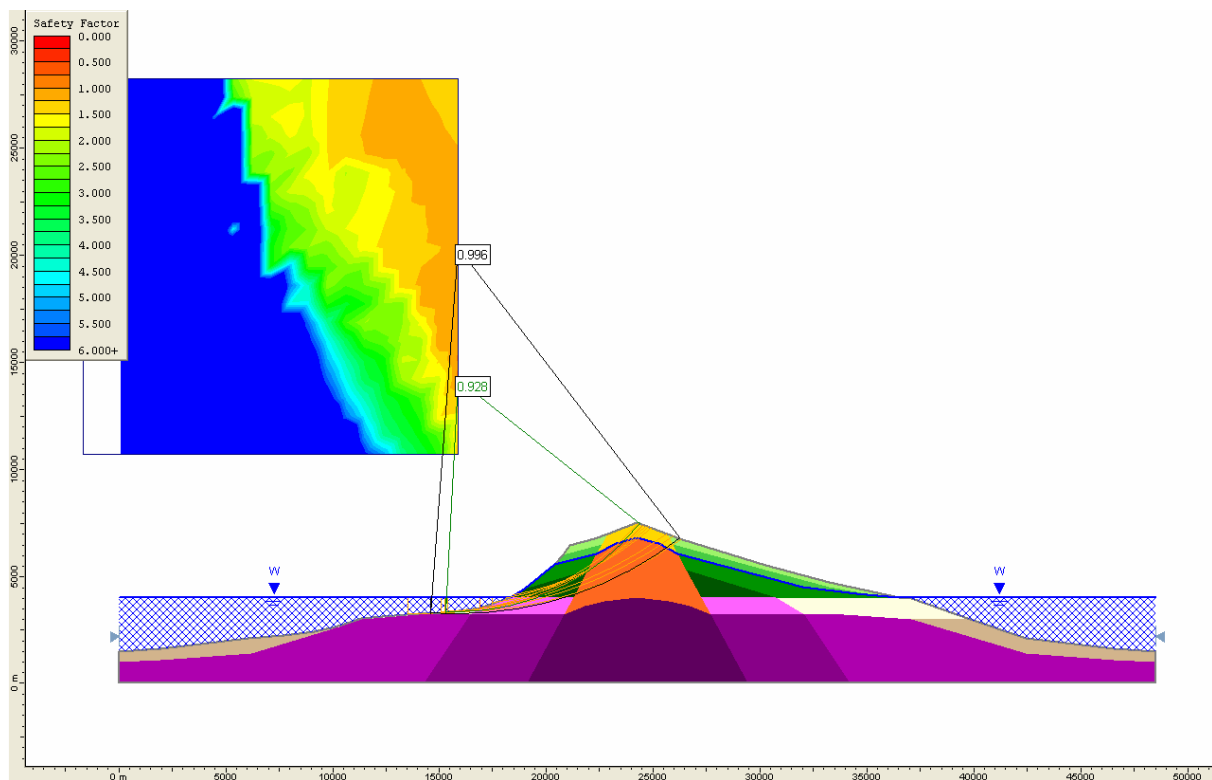


Figura 9.30. Análisis de estabilidad del modelo geomecánico tras el deslizamiento de la zona inestable de la Figura 9.29 (propiedades de la unidad 6a, formada por materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$ y $\phi = 9^\circ$)

Como se observa en las tres figuras anteriores, el edificio volcánico es inestable progresivamente a medida que se eliminan las zonas sucesivamente inestables del flanco. Para las propiedades asignadas, y en ausencia de factores desencadenantes, una vez que el flanco submarino ha deslizado, la parte baja del edificio volcánico es inestable, y se generan inestabilidades sucesivas hasta la inestabilidad total del flanco.

De esta forma, tras la desestabilización del flanco submarino, se produciría el desmantelamiento del flanco del edificio volcánico mediante un mecanismo de rotura por deslizamientos sucesivos.

La profundidad de las superficies de rotura está condicionada por el contacto entre los materiales fragmentarios submarinos y la unidad inferior formada por lavas almohadilladas (en el caso del modelo analizado, este contacto se encuentra a 800 m por debajo del nivel del mar). La profundidad máxima de las superficies obtenidas es de 1-1,5 km. La cabecera del último de los deslizamientos producidos se localiza por detrás del eje estructural, a unos 2 km del punto más alto del edificio volcánico.

Análisis a posteriori

Una vez que se ha demostrado que las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos podrían llegar a condicionar la generación de deslizamientos sucesivos, se han

realizado diversos análisis a posteriori para evaluar las propiedades de estos materiales que definen el equilibrio estricto ($F_s \approx 1,00$) en las situaciones representadas en las Figuras 9.28 y 9.29 (los valores empleados $c = 0,3$ MPa y $\phi = 9^\circ$ se obtuvieron en el análisis a posteriori para roturas profundas).

El objetivo de este análisis es determinar si este mecanismo de rotura podría tener lugar si las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos fueran superiores a los valores previos considerados.

Las Tablas 9.11 y 9.12 presentan los pares de valores de cohesión, de 0,1 a 1 MPa, y fricción, de 10 a 14°, necesarios para el equilibrio ($F_s \approx 1,00$) (las figuras correspondientes a estos análisis se incluyen en el Anexo IV.4).

Tabla 9.11. Pares de valores de cohesión y fricción de los materiales para los que se alcanzan las condiciones de equilibrio en la situación representada en la Figura 9.28

c (MPa)	ϕ (°)		
	10	12	14
0,1	0,70	0,77	0,84
0,3	0,86	0,92	0,99
0,4	0,93	1,00	1,06
0,5	1,01	1,07	1,13
1	1,12	1,21	1,28

Tabla 9.12. Pares de valores de cohesión y fricción de los materiales para los que se alcanzan las condiciones de equilibrio en la situación representada en la Figura 9.29

c (MPa)	ϕ (°)		
	10	12	14
0,1	0,93	0,98	1,02
0,3	0,95	1,00	1,04
0,4	0,97	1,01	1,05
0,5	0,98	1,02	1,05
1	1,02	1,06	1,09

Los resultados obtenidos muestran que, una vez que el flanco submarino ha deslizado, podrían tener lugar deslizamientos sucesivos para las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos: $\phi = 10-14^\circ$ y $c < 1$ MPa. En concreto se obtiene $F_s \approx 1,00$ para los siguientes pares de valores:

- Fricción = 10°; cohesión $\approx 0,5-1$ MPa
- Fricción = 12°; cohesión $\approx 0,3-0,4$ MPa
- Fricción = 14°; cohesión $\approx 0,1-0,3$ MPa

9.4.3. DISCUSIÓN DE LOS VALORES OBTENIDOS EN LOS ANÁLISIS A POSTERIORI

En este capítulo se han determinado los pares de valores (c y ϕ) de los materiales fragmentarios submarinos con los que el edificio volcánico analizado se encuentra en condiciones de equilibrio estricto ($F_s \approx 1,00$), tanto para rotura profunda del flanco (Apartado 9.3.1), como para roturas sucesivas (Apartado 9.4.2).

En los resultados obtenidos se ha puesto de manifiesto la mayor influencia de la fricción de los materiales con respecto a las fuerzas cohesivas. El valor de la fricción del macizo depende de las propiedades de los materiales y de la presencia de discontinuidades, y define la resistencia al esfuerzo cortante.

Dado que para obtener el equilibrio estricto en el modelo estudiado el valor de la fricción no supera los $10-14^\circ$ habrá que verificar si estas condiciones pueden darse en los materiales fragmentarios submarinos.

Los resultados obtenidos en esta tesis no permiten establecer conclusiones sobre este aspecto ya que la información disponible sobre estos materiales es muy escasa. Sin embargo, durante los últimos meses de 2007 se realizaron (en el marco del proyecto de investigación en el que se engloba esta tesis) dos sondeos en estos materiales en un afloramiento localizado en las inmediaciones de Igueste de San Andrés, en Tenerife.

En dichos sondeos se han observado estos materiales, formados por una matriz blanquecina y rojiza de tamaño fino que engloba fragmentos basálticos heterométricos (mm-cm) angulosos y sub-redondeados, algunos con aureolas de alteración anaranjadas, caracterizados por su intensa alteración y fracturación. En ellos destaca de manera importante la presencia de numerosos planos de rotura con superficies lisas, estriadas y jabonosas (denominadas *slikensided*). También destaca la presencia de materiales arcillosos de baja resistencia. Los testigos presentan un aspecto blando y quebradizo llegando a desmoronarse fácilmente entre los dedos. En ensayos de compresión simple se han obtenido valores de resistencia muy bajos (en torno a 5 MPa).

No se dispone aún de los resultados de los ensayos de laboratorio, pero a partir de la inspección visual de los testigos, se puede afirmar que existen planos de discontinuidad muy frecuentes y que se trata de materiales de baja resistencia. Estas circunstancias podrían favorecer roturas a través de múltiples planos con alta persistencia.

Consecuentemente, aunque aún no sería prudente establecer conclusiones sobre las propiedades de estos materiales, a la espera de que se desarrollen investigaciones posteriores, la hipótesis de que estos materiales pueden tener resistencias menores a las que se han asignado al conjunto de materiales emergidos parece probable. Por tanto, los resultados de los análisis a posteriori podrían ser compatibles, de confirmarse las hipótesis anteriores, con valores de fricción menores de 15° .

Por estos motivos, no se descarta la posibilidad de que los resultados de los análisis a posteriori sean coherentes con las características del macizo sumergido.

9.5. CONCLUSIONES DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

A lo largo de este capítulo se ha mostrado la influencia que ejercen los distintos factores en la estabilidad del edificio volcánico modelizado y su implicación en los posibles mecanismos de rotura.

Los análisis de estabilidad han sido realizados en un modelo representativo del posible edificio pre-deslizamiento de Güímar y La Orotava. En este modelo se han reflejado las características geométricas, geológicas, hidrogeológicas y geomecánicas del edificio.

A continuación se exponen las principales conclusiones obtenidas en los análisis de estabilidad en relación con los aspectos analizados.

Propiedades de los materiales

- Los materiales que ejercen mayor influencia en la estabilidad son los materiales fragmentarios submarinos (localizados en la base el edificio volcánico). Una superficie de rotura profunda se puede encontrar en condiciones de equilibrio estricto en función de las propiedades resistentes de estos materiales, en el caso analizado si:
 - Fricción = 8° y cohesión $\approx 0,5-1$ MPa
 - Fricción = 9° y cohesión $\approx 0,1-0,5$ MPa
 - Fricción = 10° y cohesión $\approx 0,1-0,3$ MPa

Altura del nivel freático

- La posición del nivel freático es influyente. Sin embargo, no resulta determinante en la estabilidad del modelo analizado, aún si el edificio volcánico se encuentra saturado.

Aceleración sísmica y presión de intrusión de diques

- La aceleración sísmica puede desencadenar deslizamientos profundos si supera el valor de 0,24 g, según las condiciones del modelo.
- La presión horizontal por intrusión de diques puede desencadenar deslizamientos profundos si su valor en la base de la intrusión supera los 35 MPa.
- Los flancos submarinos son susceptibles a sufrir deslizamientos con valores de aceleración sísmica altos ($\approx 0,2$ g).
- Si se considera la presión de intrusión de diques, las zonas más superficiales son las más susceptibles a sufrir deslizamientos.

Altura del modelo geomecánico

La influencia de la geometría en la estabilidad se ha puesto de manifiesto con los resultados obtenidos en los análisis de estabilidad realizados en un modelo geomecánico de menores dimensiones (2.400 m de altura).

- Un edificio menor es más estable y son los flancos submarinos los que presentan mayor susceptibilidad a sufrir deslizamientos.
- Para que se den deslizamientos profundos en el flanco emergido, se necesitan valores de aceleración sísmica y presión de intrusión de diques superiores a los requeridos en el modelo de mayores dimensiones.
- Las propiedades resistentes de los materiales fragmentarios submarinos que definen el equilibrio en una superficie de rotura profunda son aún menores a las requeridas para el caso de un modelo de mayores dimensiones.

Además otros aspectos a destacar a partir de los análisis realizados son los siguientes:

- La geometría de un edificio volcánico condiciona tanto la localización de las superficies potenciales de rotura como el valor del factor de seguridad de las mismas.
- La pendiente del edificio influye de manera determinante en la estabilidad. Incrementos de pendiente (para altura constante) de unos pocos grados pueden suponer una disminución en el factor de seguridad de hasta el 15 %.
- En edificios volcánicos con pendientes elevadas ($> 20^\circ$) las superficies potenciales de rotura se localizan en la parte emergida y son poco profundas. En edificios con pendientes bajas, dichas superficies se localizan principalmente en el flanco submarino y son más profundas.

Mecanismos de rotura

- Las propiedades resistentes de los materiales fragmentarios submarinos son determinantes en el mecanismo de rotura.
- Los deslizamientos profundos pueden tener lugar si los valores de los factores desencadenantes superan los umbrales anteriormente indicados o si las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos son suficientemente bajas.
- Las superficies de rotura correspondientes a los deslizamientos profundos son muy extensas (≈ 15 km) y profundas (≈ 2 km), el pie se localiza a varios kilómetros de la costa y cientos de metros por debajo del nivel del mar. Su cabecera se encuentra por detrás del punto más alto del edificio volcánico en el flanco opuesto al deslizamiento (Figura 9.31).

- Con valores de aceleración sísmica altos y en función de las propiedades de los materiales del talud submarino, los deslizamientos profundos del flanco emergido pueden estar acompañados por deslizamientos submarinos (Figura 9.31).

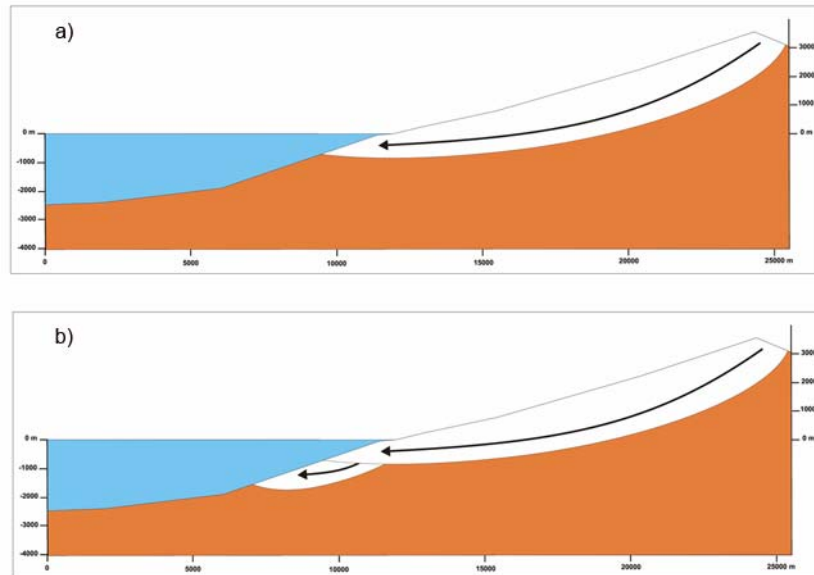


Figura 9.31. Mecanismo de rotura correspondiente a deslizamientos profundos en el flanco emergido; en caso b) acompañado de un deslizamiento submarino

- Las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos condicionan la generación de deslizamientos sucesivos una vez que el flanco submarino del edificio volcánico ha deslizado (Figura 9.32).
- Los deslizamientos sucesivos (Figura 9.32) pueden darse, según las condiciones del modelo, sin intervención de factores desencadenantes excepto en la rotura inicial del flanco sumergido (aceleración $> 0,18-0,24 \text{ g}$); para las otras roturas sucesivas es necesario que las propiedades resistentes de dichos materiales sean:
 - Fricción = 10° ; cohesión $\approx 0,5-1 \text{ MPa}$
 - Fricción = 12° ; cohesión $\approx 0,3-0,4 \text{ MPa}$
 - Fricción = 14° ; cohesión $\approx 0,1-0,3 \text{ MPa}$

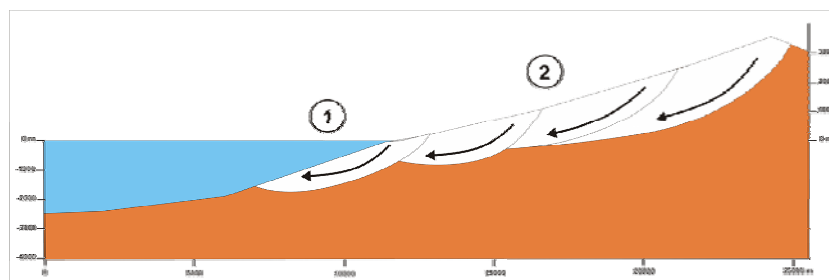


Figura 9.32. Mecanismo de rotura correspondiente a deslizamientos sucesivos producidos tras un primer deslizamiento en el flanco submarino

Ambos mecanismos de rotura reflejan los principales rasgos y formas dejadas por los deslizamientos en los flancos actuales del edificio donde se encuentran los valles de Güímar y La Orotava: rotura profunda de todo el flanco y dismantelamiento de la cumbre. Además, la profundidad de las superficies de rotura está en consonancia con las potencias de relleno de los valles.

CAPÍTULO 10. INCERTIDUMBRES DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

- 10.1. Análisis de incertidumbres
- 10.2. Resultados del análisis de incertidumbres

CAPÍTULO 10. INCERTIDUMBRES DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

10.1. ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

En este capítulo se analiza la incertidumbre de los modelos y los resultados de los análisis de estabilidad realizados en esta tesis.

Con este fin, se ha aplicado el método probabilista del árbol lógico que permite determinar la incertidumbre de los elementos considerados en los análisis. Este método se aplica a múltiples temáticas, destacando los estudios de peligrosidad (Coppersmith y Young, 1986; EPRI, 1987). Cada árbol se compone de una serie de nodos y ramas. Cada nodo representa la estimación de un elemento del sistema considerado. Cada rama que parte de un nodo representa una posible alternativa discreta para el elemento en cuestión, y lleva asignada una probabilidad que indica el grado de credibilidad de que la rama represente un valor. Estas probabilidades son condicionales y se asume que las ramas que conducen a cada resultado final representan el estado verdadero de los parámetros precedentes, siendo la probabilidad final de cada una de ellas el producto de las probabilidades de sus correspondientes ramas y la suma de todas las probabilidades finales la unidad.

Se han desarrollado varios árboles lógicos aplicados a los factores condicionantes y desencadenantes considerados en los análisis de los deslizamientos realizados. Estos factores han sido los siguientes:

Factores condicionantes:

- Modelo geométrico.
- Modelo hidrogeológico.
- Modelo geológico emergido y sumergido.
- Propiedades resistentes de los materiales emergidos y sumergidos.
- Modelo geomecánico.

Factores desencadenantes:

- Sismicidad.
- Presión de inyección de diques.

En el análisis de incertidumbres de los resultados de los análisis de estabilidad, (objetivo final de este capítulo, se han tenido en cuenta las incertidumbres de cada uno de los citados factores.

A continuación, en las Figuras 10.1 a 10.11, se presentan los árboles lógicos realizados.

La probabilidad de las distintas ramas ha sido estimada a partir del peso y la fiabilidad de los datos considerados y de los métodos empleados para su determinación. Entre estos últimos, se han diferenciado métodos directos (datos de campo, observaciones in situ, etc.), e indirectos (extrapolación de datos, criterios empíricos, etc.). La incertidumbre de cada factor se ha obtenido sumando las probabilidades de las ramas en las que se ha valorado la incertidumbre. Por ejemplo,

en la Figura 10.1, este valor es 0,31, representando una incertidumbre del modelo geométrico del 31%.

La metodología empleada y los datos considerados para la determinación de los modelos en los que se ha aplicado el método del árbol lógico se describen y justifican a lo largo de los diferentes capítulos de esta tesis.

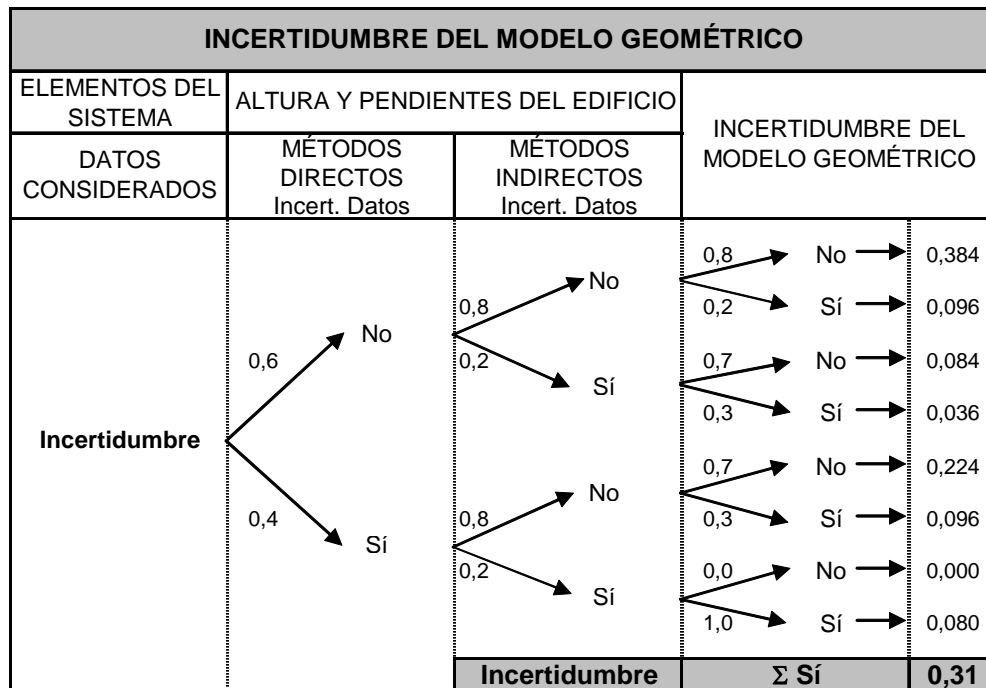


Figura 10.1. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo geométrico

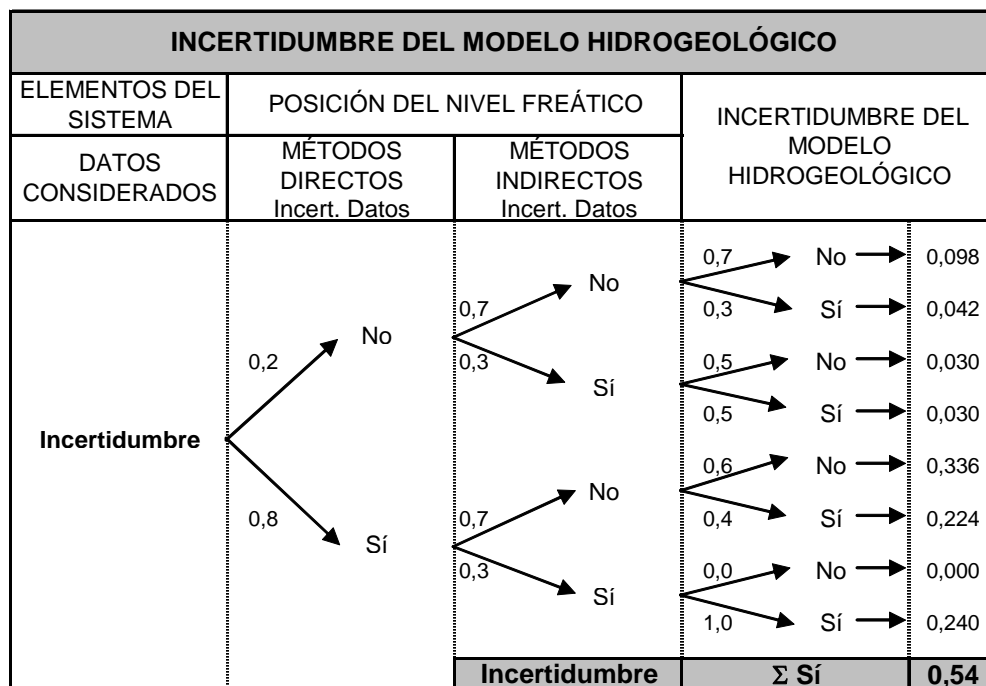


Figura 10.2. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo hidrogeológico

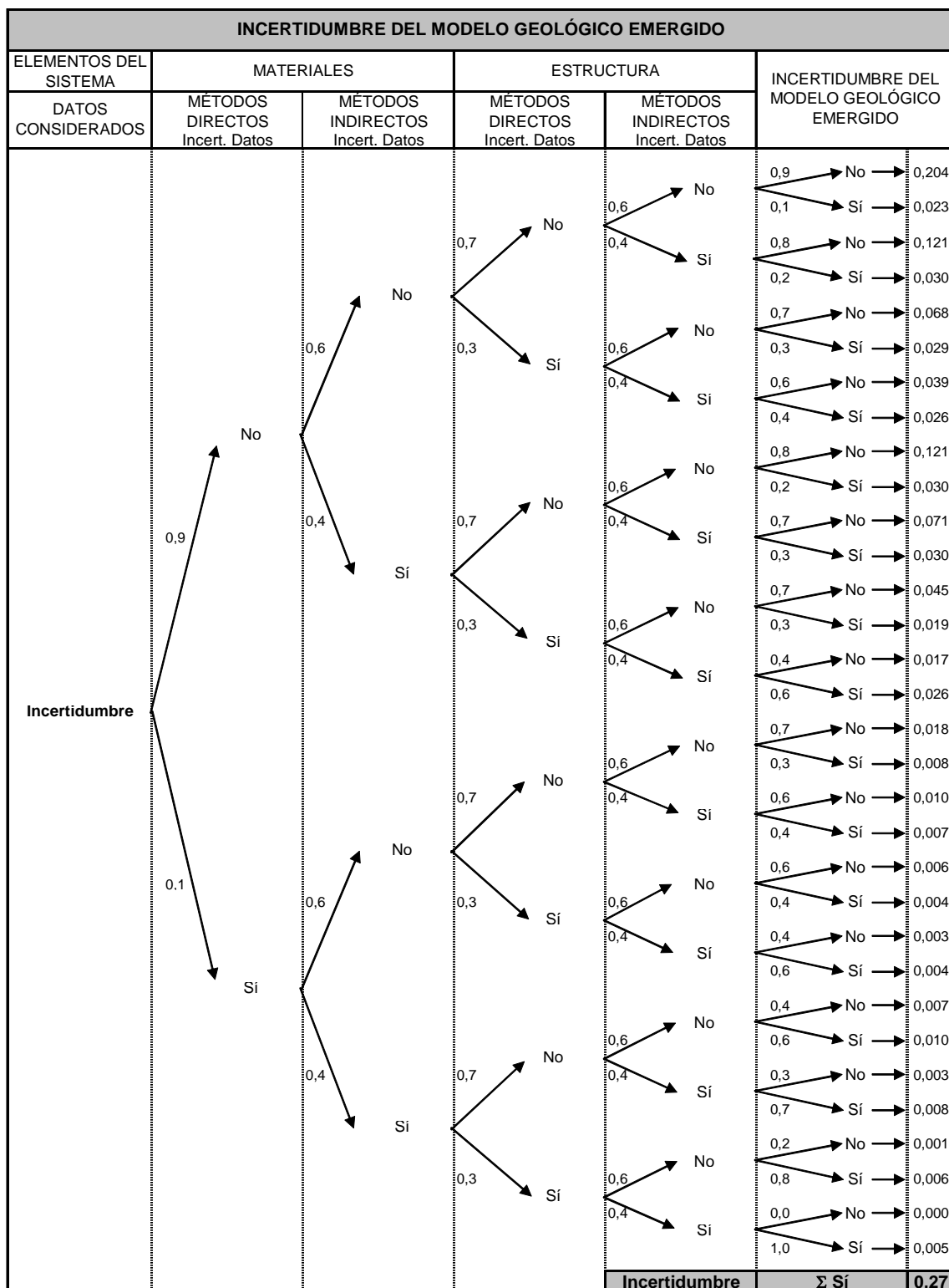


Figura 10.3. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo geológico emergido

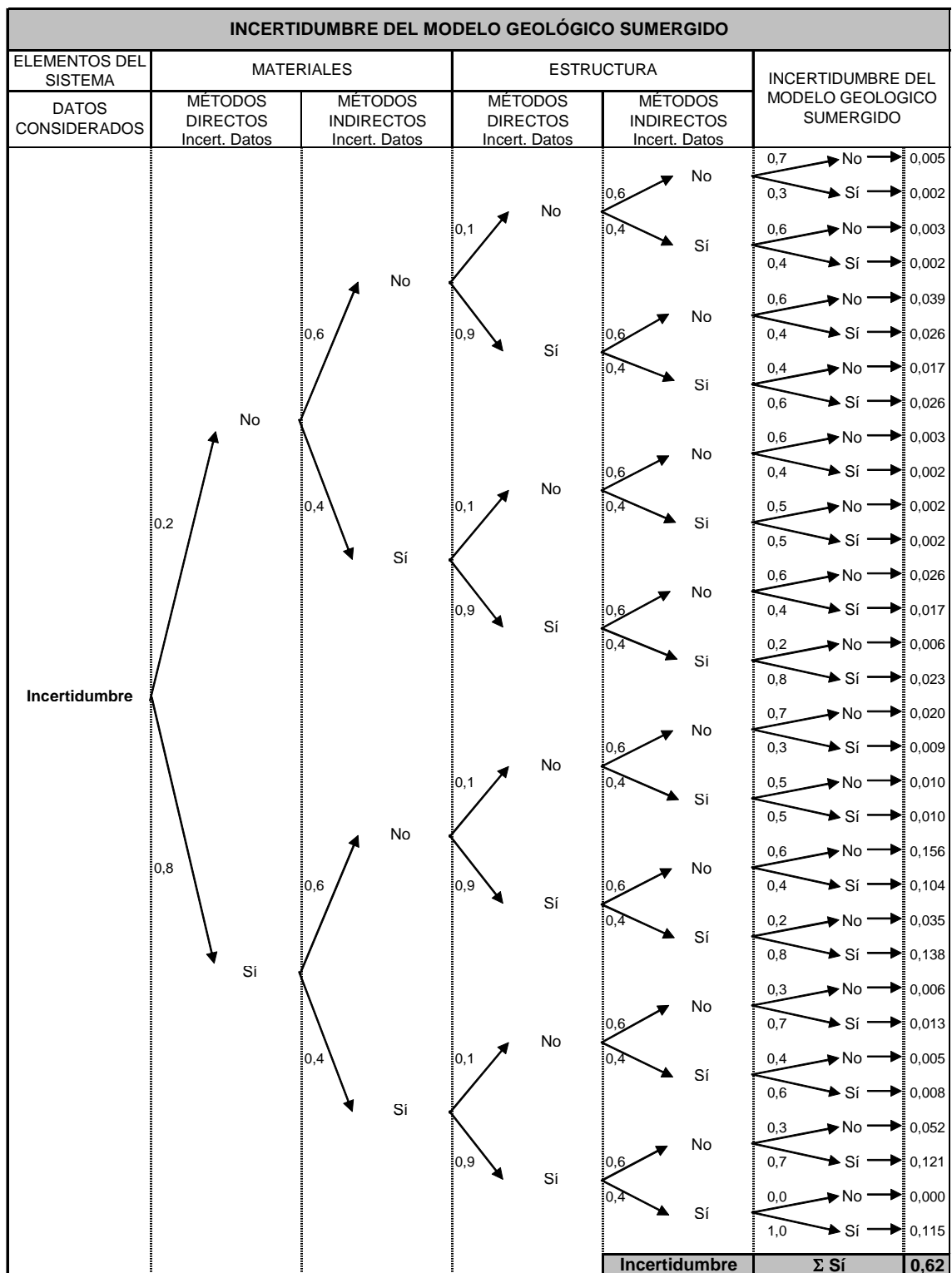


Figura 10.4. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo geológico sumergido

INCETIDUMBRE DEL MODELO GEOLÓGICO			
ELEMENTOS CONSIDERADOS	EDIFICIO*	INCERTIDUMBRE**	
Incertidumbre	0,70 → Emergido	0,73 → No	0,514
		0,27 → Sí	0,186
	0,30 → Sumeraido	0,38 → No	0,115
		0,62 → Sí	0,185
	Incertidumbre	Σ Sí	0,37

Figura 10.5. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo geológico emergido y sumergido en conjunto (*Estimación del peso relativo del edificio emergido y sumergido en el conjunto del modelo. **Incertidumbre del modelo geológico emergido y sumergido, obtenidas en las Figuras 10.3 y 10.4, respectivamente)

INCERTIDUMBRES DE LAS PROPIEDADES ASIGNADAS A LAS UNIDADES DEL EDIFICIO EMERGIDO						
ELEMENTOS DEL SISTEMA	PROPIEDADES		INCERTIDUMBRES DE LAS PROPIEDADES (EDIF. EMERG.)			
DATOS CONSIDERADOS	MÉTODOS DIRECTOS Incert. Datos	MÉTODOS INDIRECTOS Incert. Datos				
Incertidumbre	<div><div>0,8</div><div>0,2</div></div>	No	<div><div>0,6</div><div>0,4</div></div>	No	<div><div>0,8</div><div>0,2</div></div>	<div><div>0,384</div><div>0,096</div></div>
		Sí		Sí	<div><div>0,7</div><div>0,3</div></div>	<div><div>0,224</div><div>0,096</div></div>
		No	<div><div>0,6</div><div>0,4</div></div>	No	<div><div>0,7</div><div>0,3</div></div>	<div><div>0,084</div><div>0,036</div></div>
		Sí		Sí	<div><div>0,0</div><div>1,0</div></div>	<div><div>0,000</div><div>0,080</div></div>
		Incertidumbre		Σ Sí	0,31	

Figura10.6. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre de las propiedades asignadas a las unidades litológicas del edificio emergido

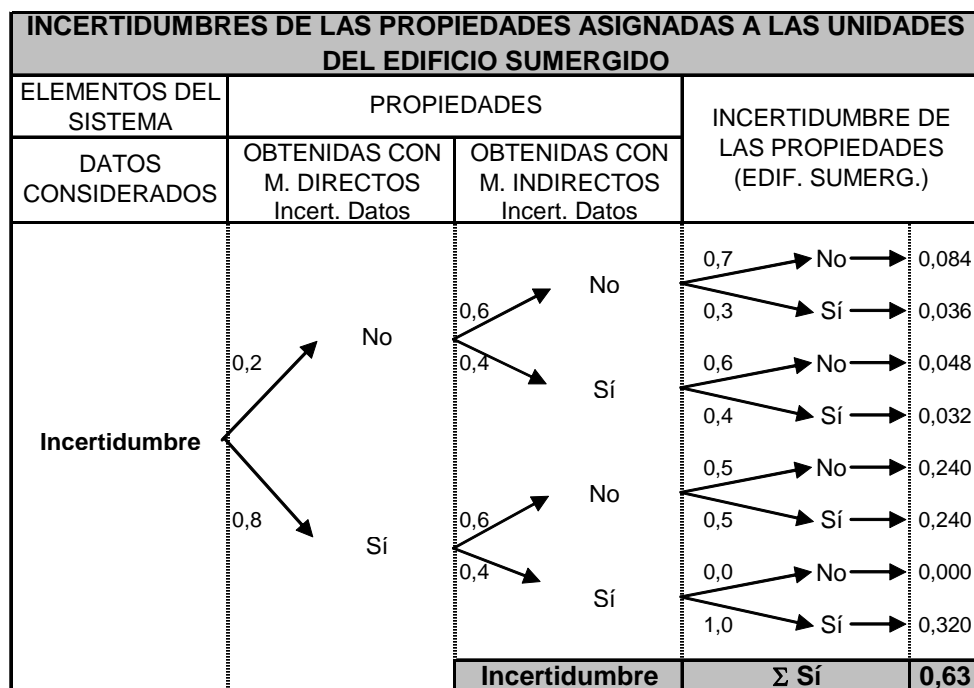


Figura 10.7. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre de las propiedades asignadas a las unidades litológicas del edificio sumergido

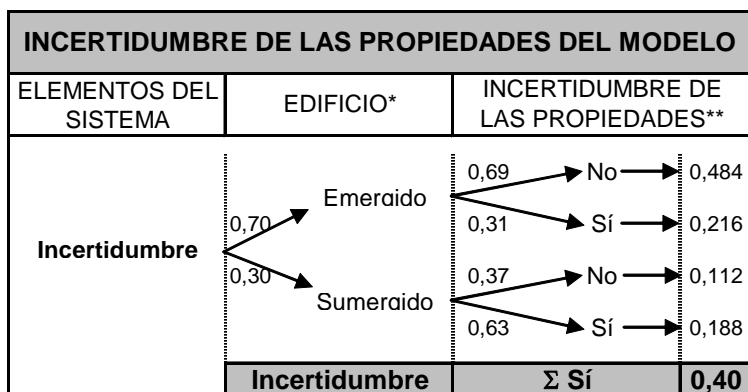


Figura 10.8. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre de las propiedades asignadas a las unidades litológicas del edificio emergido y sumergido en conjunto (*Estimación del peso relativo de las propiedades del edificio emergido y sumergido en el conjunto del modelo.

**Incertidumbre de las propiedades de las unidades del edificio emergido y sumergido, obtenidas en las Figuras 6 y 7, respectivamente)

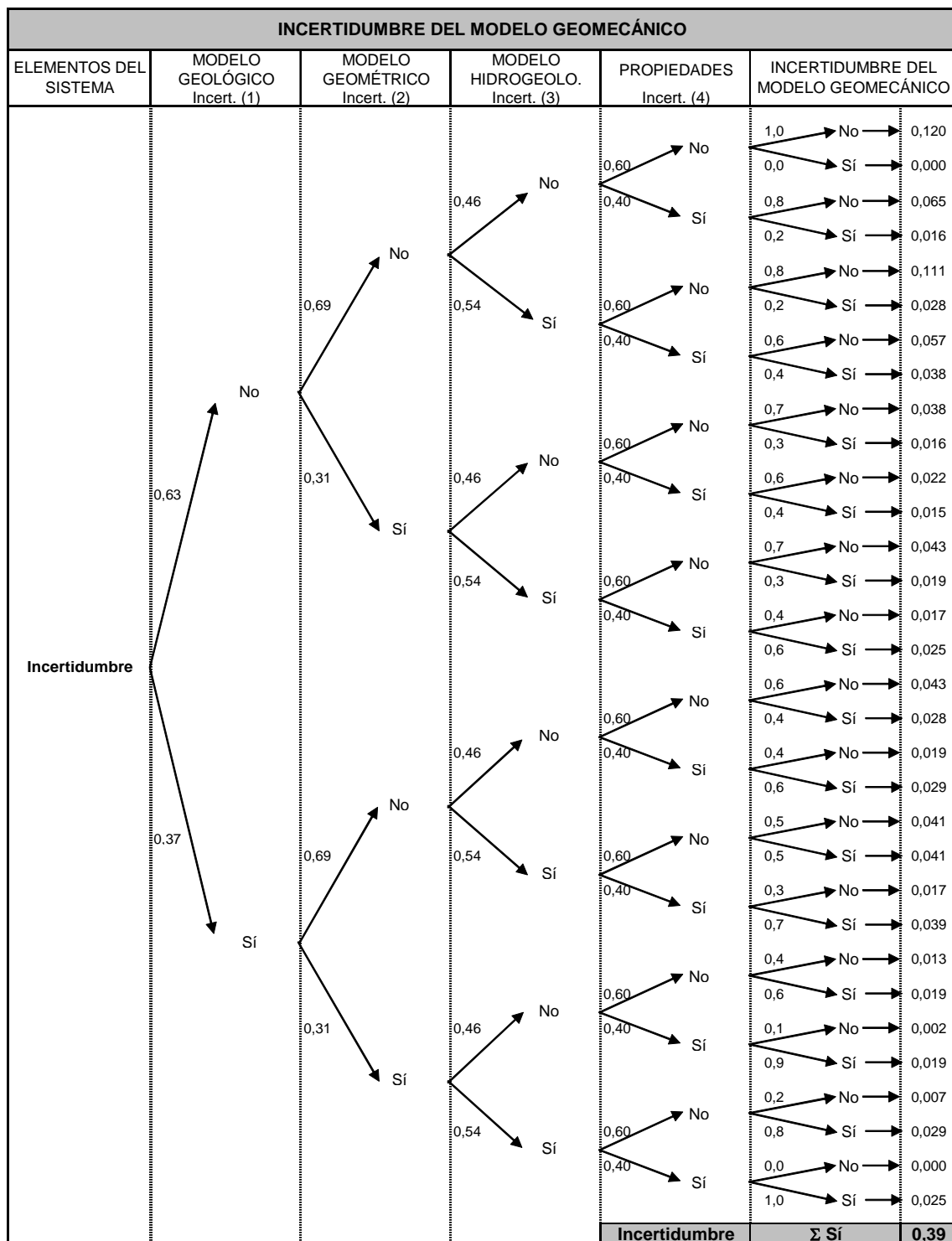


Figura 10.9. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre del modelo geomecánico (1, 2, 3 y 4: incertidumbres del modelo geológico, modelo geométrico, modelo hidrogeológico y de las propiedades, obtenidas en las Figuras 10.5, 10.1, 10.2 y 10.8, respectivamente)

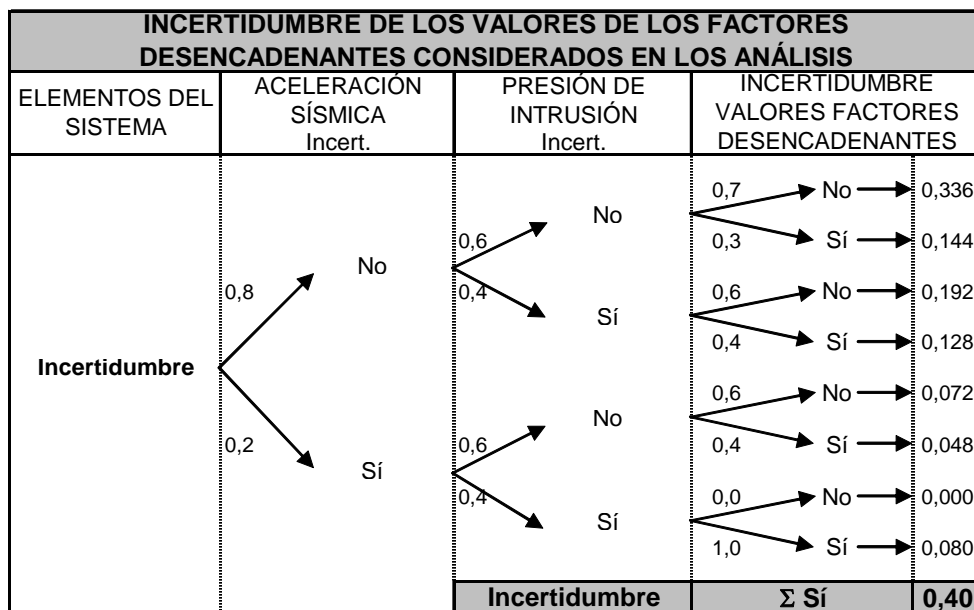


Figura 10.10. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre de los valores asignados a los factores desencadenantes considerados en los análisis de estabilidad

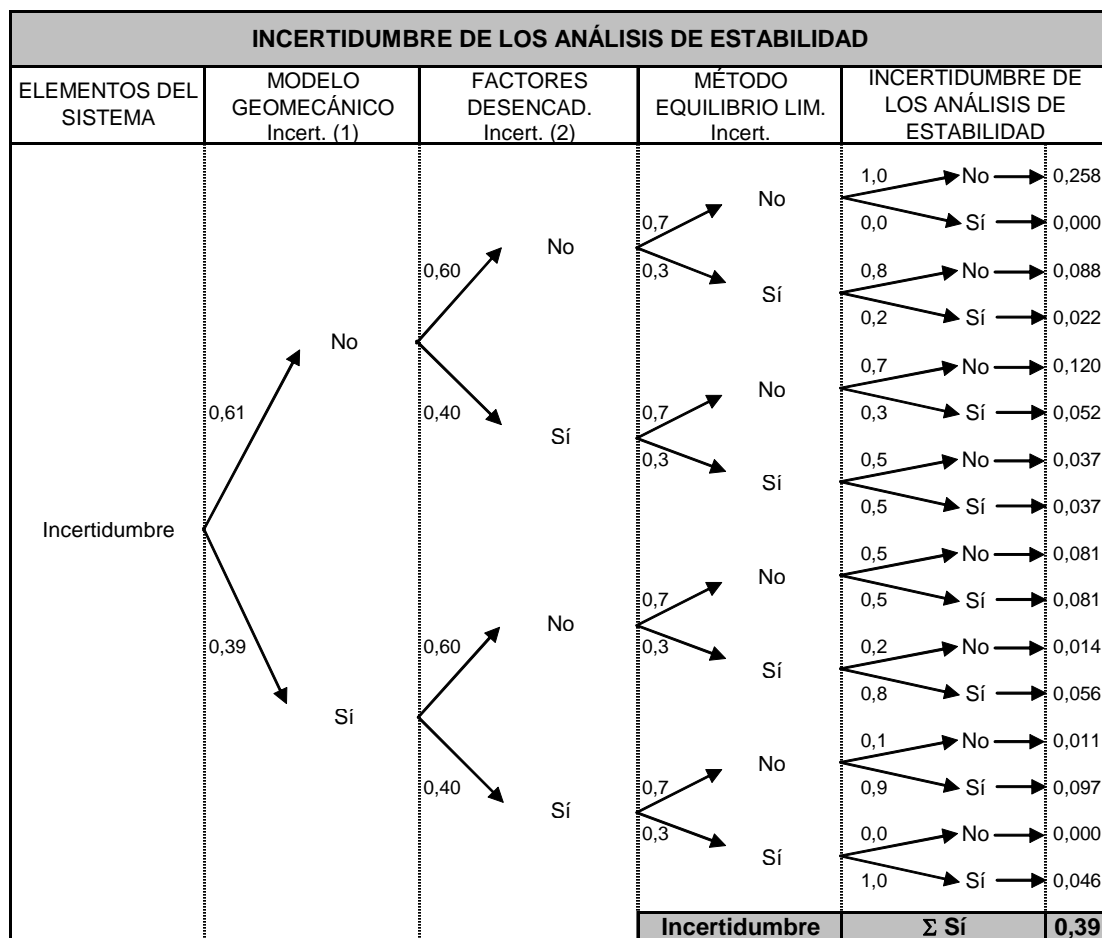


Figura 10.11. Árbol lógico para la estimación de la incertidumbre de los análisis de estabilidad (1 y 2: incertidumbre del modelo geomecánico y de los valores de los factores desencadenantes, obtenidas en las Figuras 10.9 y 10.10, respectivamente)

10.2. RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE INCERTIDUMBRES

En la Tabla 10.1 se presenta la síntesis de los resultados obtenidos expresados en porcentajes de incertidumbre de cada uno de los factores considerados en los análisis de estabilidad así como de los resultados de los análisis de estabilidad.

Tabla 10.1. Resultados de las incertidumbres

Factores	Incetidumbre (%)
Modelo geométrico	31
Modelo hidrogeológico	54
Modelo geológico emergido (emerg.)	27
Modelo geológico sumergido	62
Modelo geológico (emergido + sumergido)	37
Propiedades de los materiales emergidos	31
Propiedades de los materiales sumergidos	63
Propiedades resistentes (materiales emergidos y sumergidos)	40
Modelo geomecánico	39
Desencadenantes	40
Resultados de los análisis de estabilidad	39

Los resultados obtenidos muestran los elementos del análisis que presentan mayor o menor grado de incertidumbre. Las mayores incertidumbres se encuentran en el modelo geológico sumergido y en las propiedades asignadas a los materiales sumergidos. Estos resultados son coherentes con la escasez de datos e investigaciones disponibles sobre la estructura submarina de las islas volcánicas, en general, y en particular, al insuficiente número de estudios centrados en la caracterización y determinación de las propiedades geomecánicas de dichos materiales, especialmente de los materiales fragmentarios submarinos.

Tal y como se ha mostrado en los análisis de estabilidad realizados en esta tesis, la localización y las propiedades resistentes de los materiales fragmentarios submarinos influyen de manera determinante en la estabilidad del edificio volcánico y en los mecanismos de rotura de los deslizamientos. Por esta razón, para reducir la incertidumbre de los resultados de los análisis, podría proponerse una serie de tareas, a desarrollar en investigaciones futuras, cuyo objetivo principal fuera definir la estructura del edificio sumergido y determinar las características y propiedades

geomecánicas de los materiales fragmentarios localizados en los flancos sumergidos de la isla.

La incertidumbre del modelo hidrogeológico puede considerarse alta. Sin embargo, las tareas encaminadas a determinar la posición del nivel freático del edificio pre-deslizamiento serían prácticamente inviables, y el porcentaje de mejora que podría suponer en los resultados finales no sería importante; además, tal y como se ha expuesto en los análisis de estabilidad, la influencia de este elemento no es determinante.

El resultado del 39% de la incertidumbre de los análisis de estabilidad no es un resultado alto considerando las incertidumbres de cada uno de los elementos analizados. Este valor puede considerarse aceptable si se relativiza y compara con otros análisis de incertidumbres, habituales en estudios geológicos donde hay que extrapolar datos a profundidades importantes.

CAPÍTULO 11. CONCLUSIONES

CAPÍTULO 11. CONCLUSIONES

En la presente tesis doctoral se estudian los grandes deslizamientos de Güímar y La Orotava centrándose en sus posibles causas y mecanismos de inestabilidad. Para ello, se ha revisado y analizado la información disponible sobre grandes deslizamientos en volcanes y se han establecido las características de los deslizamientos estudiados. Mediante trabajos de campo realizados tanto en afloramientos como en el interior de galerías subterráneas situadas en la zona de estudio, se han caracterizado los materiales involucrados en los deslizamientos de Güímar y La Orotava. Estos trabajos, junto a otros sobre la estructura, características y propiedades de los materiales volcánicos, y la aplicación de criterios empíricos de mecánica de rocas, han permitido establecer los modelos geológico y geomecánico representativos del edificio pre-deslizamiento. Tras el análisis de los posibles factores condicionantes y desencadenantes de estos procesos de inestabilidad, se ha evaluado su influencia en la generación de los deslizamientos, sus causas, y los mecanismos de inestabilidad.

Entre las **aportaciones** originales de esta tesis cabe destacar:

- La **caracterización geológica** de los materiales involucrados en los deslizamientos de Güímar y La Orotava.
- La definición de los **modelo geológico y geomecánico** representativos del edificio volcánico estudiado.
- La determinación de la influencia de los **factores condicionantes y desencadenantes** en la estabilidad.
- La propuesta de los posibles **mecanismos de rotura** de flanco del edificio volcánico.

A continuación se exponen las **principales conclusiones** en relación con dichas aportaciones.

1. La **caracterización geológica** de los materiales involucrados en los deslizamientos:
 - A partir de los trabajos de campo sobre los materiales aflorantes en los escarpes de los deslizamientos de Güímar y La Orotava, se han establecido las características geológicas y geomecánicas de los macizos rocosos pre-deslizamiento.
 - Las características de los macizos en profundidad han sido determinadas mediante trabajos de campo en galerías subterráneas, en las que se han tomado datos y muestras. También se han descrito y caracterizado los depósitos atribuidos a los deslizamientos (“mortalón”).

2. La definición de **modelos geológicos y geomecánicos** representativos del edificio volcánico estudiado:
 - Se han definido las distintas unidades litológicas emergidas y sumergidas que forman el edificio volcánico, estableciéndose sus propiedades geomecánicas.
 - Como resultado se ha propuesto un modelo geológico y un modelo geomecánico representativos del edificio volcánico analizado.
3. La determinación de la influencia de los **factores condicionantes y desencadenantes en la estabilidad**:
 - Los análisis de estabilidad realizados han puesto de manifiesto la influencia de los distintos factores implicados en los deslizamientos, evidenciando que los procesos directamente relacionados con erupciones o terremotos no constituyen la única causa de los deslizamientos.
4. El análisis de la influencia de las **propiedades de los materiales fragmentarios submarinos** en la estabilidad de los flancos de islas volcánicas y en los mecanismos de rotura.
 - Estos materiales de baja o muy baja resistencia, propios de islas volcánicas y cuya génesis está relacionada con el vulcanismo explosivo producido en el tránsito del medio submarino al subaéreo, a unos 800 m de profundidad, constituyen el sustrato sobre el que se asientan los edificios volcánicos emergidos, y forman una unidad de varios cientos de metros de potencia en la que se incluyen también brechas de lavas almohadilladas.
5. Se han identificado y analizado los posibles **factores desencadenantes** de mayor influencia en los procesos de inestabilidad:
 - Dichos factores son la presión debida a la intrusión de diques y la aceleración sísmica.
6. Los resultados de los **análisis de estabilidad** han permitido llegar a las siguientes conclusiones:
 - Los materiales con mayor influencia en la estabilidad del edificio volcánico son los materiales fragmentarios submarinos. Las propiedades resistentes de estos materiales determinan las condiciones de equilibrio para roturas profundas del flanco volcánico, alcanzándose el equilibrio estricto, según los análisis realizados, para valores comprendidos entre $\phi = 8 - 10^\circ$ y $c = 0,1 - 1$ MPa.
 - A pesar de que estos valores resultarían, en principio, muy bajos podrían justificarse dados los datos disponibles tanto en materiales

del propio edificio sumergido de Tenerife (dos sondeos realizados), como de otros sondeos en otras islas volcánicas. Las observaciones de los testigos de los sondeos de Tenerife muestran materiales muy rotos con frecuentes planos de cizalla y alteraciones arcillosas. Sin embargo, aún no se dispone de suficiente información que permita descartar o confirmar los citados valores de resistencia de los materiales fragmentarios.

- La aceleración del terreno producida por un terremoto podría desencadenar deslizamientos profundos si ésta supera el valor de 0,24 g. También pueden desencadenarse dichos deslizamientos si la presión horizontal debida a intrusión de diques supera los 35 MPa en la base de la intrusión.
- La altura y la pendiente del edificio volcánico condicionan tanto la localización de las superficies potenciales de rotura como el coeficiente de seguridad de las mismas. Para pendientes elevadas (superior a 20°), las superficies se localizarían en la parte emergida y dichas superficies serían poco profundas, mientras que para pendientes bajas (inferior a 20°) dichas superficies se localizarían principalmente en el flanco submarino y su profundidad sería elevada.

7. Se han propuesto dos posibles **mecanismos de rotura** de flancos de islas volcánicas. Los mecanismos de rotura modelizados han sido los siguientes:

- **Deslizamiento profundo** afectando a todo el flanco emergido y parte del edificio sumergido, para lo cual se precisarían las siguientes condiciones:
 - propiedades de los materiales fragmentarios submarinos suficientemente bajas ($\phi = 8 - 10^\circ$ y $c = 0,1 - 1$ MPa).
 - y/o valores de aceleración sísmica o de presión de intrusión de diques superiores a determinados umbrales (0,24 g y 35 MPa actuando en la base de la intrusión, respectivamente).
- Para cualquiera de estas condiciones las superficies de rotura obtenidas serían muy extensas (≈ 15 km de longitud) y profundas (≈ 2 km); el pie se localizaría a varios kilómetros de la costa y a cientos de metros por debajo del nivel del mar. Su cabecera se encontraría por detrás del punto más alto del edificio volcánico en el flanco opuesto al deslizamiento.
- **Deslizamientos sucesivos** afectando a todo el flanco emergido y sumergido del edificio volcánico.
 - Estos deslizamientos sucesivos podrían tener lugar sin intervención de la sismicidad o la intrusión de diques. Sin

embargo, para que se produjera el primer deslizamiento submarino sería necesaria una aceleración sísmica.

- Las roturas sucesivas subsiguientes no precisarían de acciones sísmicas y los materiales fragmentarios submarinos podrían tener propiedades resistentes entre $\phi = 10 - 14^\circ$ y $c = 0,1 - 1$ MPa. Estos valores de resistencia serían superiores, por tanto, a las obtenidas para las condiciones de equilibrio límite del mecanismo de rotura para deslizamientos profundos.
- En **ambos mecanismos de rotura** (deslizamiento profundo y deslizamientos sucesivos) se justifican las principales características morfológicas de los deslizamientos en los flancos actuales del edificio donde se encuentran los valles de Güímar y La Orotava: roturas generales de todo el flanco del edificio emergido y desmantelamiento de la cumbre.

Como **conclusión final**, y a modo de resumen, en esta tesis se han propuesto una serie de hipótesis que justificarían los procesos de inestabilidad de flancos de islas volcánicas.

La causa principal de dicha inestabilidad se debería a la baja resistencia de los materiales fragmentarios submarinos sobre los que se apoya el resto del edificio insular, junto con la condición de alcanzar una altura y unas pendientes críticas para el conjunto del citado edificio.

Otros factores contribuyentes podrían ser los procesos eruptivos y los terremotos, aunque la acción de las fuerzas de gravedad y las propiedades resistentes de los materiales podrían, por sí mismas, ser suficientes para alcanzar la condición de inestabilidad.

Las hipótesis aquí planteadas justificarían tanto la ocurrencia reiterativa de los paleo-deslizamientos, como la morfología emergida y submarina de la isla, el volumen y extensión de los depósitos, y la naturaleza de los materiales localizados en el interior del edificio emergido.

Se han propuesto dos mecanismos de rotura que explicarían los deslizamientos analizados. Estos mecanismos podrían ser aplicables no sólo a Canarias, sino también a otros deslizamientos volcánicos ocurridos en otras islas.

A pesar de las incertidumbres y la insuficiente información sobre muchas de estas cuestiones, en particular las referentes al edificio sumergido, las hipótesis planteadas son coherentes con los datos disponibles hasta el momento.

Sin descartar la importancia e influencia de los procesos eruptivos o de terremotos, en esta tesis se plantea la posibilidad de que dichos procesos no sean factores exclusivos para que puedan tener lugar las inestabilidades.

Finalmente, quedaría justificada la evolución de las islas volcánicas según fases de crecimiento y desmantelamiento, mediante procesos asociados a grandes deslizamientos de sus flancos.

CAPÍTULO 12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

CAPÍTULO 12. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdel-Monem, A., Watkins, N.D., Gast, P.W., 1972. Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of Canary Islands: Tenerife, La Palma, and Hierro. *American Journal of Science* 272, 805-825.
- Ablay, G., Ernst, G.G.J., Marti, J., Sparks, R.S.J., 1995. The ~2 ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife. *Bull. Volcanol.* 57, 337-355.
- Ablay, G., Hürlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 135-159.
- Acosta, J., Uchupi, E., Muñoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., ZEE Working Group, 2005. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these island with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. En: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*, Springer, 1-40.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E., Zandomenighi, D., 2007. Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160, 285-299.
- Alvarado, G.E., 2003. Diagnóstico de la estabilidad del cono y comportamiento de la fundación debido al crecimiento del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica). Tesis Doctoral, Universidad de Costa Rica, 138 pp.
- Ambraseys, N.N., Simpson, K.A., Bommer, J.J., 1996. Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 25, 371-400.
- Ancochea, E., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Cendrero, A., Hernán, F., Cantagrel, J.M., Jamond, C., 1990. Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Island) in the light of new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 231-249.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Fúster, J.M., Cantagrel, J.M., Coello, J., Ibarrola, 1995. Geocronología de la Pared de la Caldera de las Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 90 (1-4), 107-124.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Coello, J., Fúster, J.M., Arnaud, N., Ibarrola, E., 1999. Evolution of the Cañadas edifice and its implications for the origin of the Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 177-199.
- Ancochea, E., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Fúster, J.M., Arnaud, N., 2000. Cronología y evolución del edificio Cañadas, Tenerife, Islas Canarias. *Boletín Geológico y Minero* 111 (2-3), 3-16.
- Ancochea, E., Hernán, F., Bellido, F., Muñoz, M., Sagredo, J., Brändle, J.L., Huertas, M.J., Barrera, J.L., Cubas, C.R., Herrera, R., De la Nuez, J., Coello, J., Gómez, J.A., 2004. Canarias. En: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*, 637-671.
- Ancochea, E., Hernán, F., Huertas, M.J., Brändle, J.L., Herrera, R., 2006. A new chronostratigraphical and evolutionary model for La Gomera: Implications for the overall evolution of the Canarian Archipiélago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157, 271-293.
- Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *J. Volc. Geotherm. Res.* 103, 1-26.
- Anguita, F., Hernán, F., 1975. A propagating fracture model versus a hot-spot origin for the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 11-19.
- Apuani, T., Corazzato, C., Cancelli, A., Tibaldi, A., 2005a. Physical and mechanical properties of rock masses at Stromboli: a dataset for volcano instability evaluation. *Bull. Eng. Geol. Env.* 64, 419-431.
- Apuani, T., Corazzato, C., Cancelli, A., Tibaldi, A., 2005b. Stability of a collapsing volcano (Stromboli, Italy): Limit equilibrium analysis and numerical modelling. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 191-210.
- Araña, V., 1971. Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geológicos* XXVII, 95-135.

- Araña, V., Ortiz, R., 1991. The Canary Islands: Tectonics, magmatism and geodynamic framework. In: Kampunzu, A.B., Lubala, R.T. (Eds.), *Magmatism in Extensional Structural Settings-the Phanerozoic African Plate*, Springer, 209-249.
- Arnaud, N., Huertas, M.J., Cantagrel, J.M., Ancochea, E., Fúster, J.M., 2001. Edades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de los depósitos de Roques García (Las Cañadas, Tenerife). *Geogaceta* 29, 19-22.
- Arnaud, N., Bachèlery, P., Cruchet, M., 2003. Dismantling processes of basaltic shield volcanoes, origin of the Piton des Neiges breccias, Reunion island. *Geophys. Res. Abs.* 5, 05595.
- Beget, J.E., Kienle, J., 1992. Cyclic formation of debris avalanches at Mount St. Augustine volcano. *Letters to Nature* 356, 701-704.
- Bellido, F., Cueto, L.A., Ancochea, E., Huertas, M.J., Brändle, J.L., 2000. Nuevas edades K-Ar de las rocas volcánicas de la isla de Tenerife. *Geotemas* 1 (3), 317-320.
- Belousov, A., 1996. Deposits of the 30 March 1956 directed blast at Bezymianny volcano, Kamchatka, Rusia. *Bull. Volcanol.* 57, 649-662.
- Belousov, A., Belousova, M., Voight, B., 1999. Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull. Volcanol.* 61, 324-342.
- Bieniawski, Z.T., 1989. *Engineering Rock Mass Classification*. J. Wiley J. and Sons, Inc. 272 pp.
- Billi, A., Acocella, V., Funiciello, R., Giordano, G., Lanzafame, G., Neri, M., 2003. Mechanisms for ground-surface fracturing and incipient slope failure associated with the 2001 eruption of Mount Etna, Italy: análisis of ephemeral field data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 122, 281-294.
- Bogoyavlenskaya, G.E., Braitseva, O.A., Melekestsev, I.V., Kiriyanov, V.Yu., Dan Miller, C., 1985. Catastrophic eruptions of the direct blast type at Mount St. Helens, Bezymianny and Shiveluch volcanoes. *J. Geodyn.* 3, 189-218.
- Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 99, 17791-17804.
- Boudon, G., Semet, M.P., Vincent, P.M., 1984. Flank failure-directed blast eruption at Soufrière, Guadeloupe, French West Indies: A 3000-yr-old Mt. St. Helens? *Geology* 12, 350-353.
- Bravo, T., 1962. El circo de Las Cañadas y sus dependencias. *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* 40, 93-108.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J.-L., Robineau, B., Bachelery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges Volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 25-41.
- Brown, R.J., Barry, T.L., Branney, M.J., Pringle, M.S., Bryan, S.E., 2003. The Quaternary pyroclastic succession of southeast Tenerife, Canary Islands: explosive eruptions, related caldera subsidence, and sector collapse. *Geol. Mag.* 140 (3), 265-288.
- Bryan, S.E., Martí, J., Cas, R.A.F., 1998. Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of Quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands). *Geol. Mag.* 135, 605-636.
- Bryan, S.E., 2002. Petrology and geochemistry of the Bandas del Sur formation, Las Cañadas Edifice, Tenerife (Canary Islands). *J. Petrol.* 43 (10), 1815-1856.
- Calvari, S., Pinkerton, H., 2002. Instabilities in the summit region of Mount Etna during the 1999 eruption. *Bull. Volcanol.* 63, 526-535.
- Canals, M., Urgeles, R., Masson, D.J., Casamor, J., 2000. Los deslizamientos submarinos de las Islas Canarias. Makaronesia. *Boletín de la Asociación Amigos del Museo de Ciencias Naturales de Tenerife* 2, 57-69.
- Cantagrel, J.M., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Fuster, J.M., Huertas, M.J., 1999. Repeated debris avalanches on Tenerife and genesis of las Cañadas caldera wall (Canary Islands). *Geology* 27 (8), 739-742.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., 2004. Global aspects of volcanism: the perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems". *Earth-Sci. Rev.* 66, 163-182.
- Carracedo, J.C., 1994. The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-islands volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60, 225-241.

- Carracedo, J.C., Day, S., Guillou, H., Rodríguez, E., Canas, J.A., PeÁrez, F.J., 1998. Hotspot volcanism close to a passive continental margin. *Geol. Mag.* 135, 591-604.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Gravestock, 1999a. Later stages of volcanic evolution of La Palma, Canary Islands: Rift evolution, giant landslides, and the genesis of the Caldera de Taburiente. *GSA Bulletin* 111 (5), 755-768.
- Carracedo, J.C., Day, S.J., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., 1999b. Giant Quaternary landslides in the evolution of La Palma and El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 169-190.
- Carracedo, J.C., Paterne, M., Guillou, H., Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Rodríguez Badiola, E., Hansen, A., 2003. Dataciones radiométricas (^{14}C y K/Ar) del Teide y el rift noroeste, Tenerife, Islas Canarias. *Estudios Geológicos* 59, 15-29.
- Carracedo, J.C., Guillou, H., Paterne, M., Scaillet, S., Rodríguez Badiola, E., Paris, R., Pérez Torrado, F.J., Hansen Machín, A., 2004. Análisis del riesgo volcánico asociado al flujo de lavas en Tenerife (Islas Canarias): Escenarios previsibles para una futura erupción en la isla. *Estudios Geológicos* 60, 63-93.
- Carracedo, J.C., Rodríguez Badiola, E., Pérez Torrado, F.J., Hansen, A., Rodríguez González, A., Scaillet, S., Guillou, H., Paterne, M., Fra Paleo, U., Paris, R., 2007. La erupción que Cristóbal Colón vio en la isla de Tenerife (Islas Canarias). *Geogaceta* 41, 39-42.
- Carrasco-Nuñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I., 1993. A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 59, 35-46.
- Cecchi, E., Van Wyk de Vries, B., Lavest, J.-M., 2005. Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bull. Volcanol.* 67, 72-91.
- Cervelli, P., Segall, P., Hohnson, K., Lisowski, M., Miklius, A., 2002. Sudden aseismic fault on the south flank of Kilauea volcano. *Letters to Nature* 415, 1014-1018.
- Chadwick Jr.W.W., Roy, T., Carrasco, A., 1991. The september 1988 intracaldera avalanche and eruption at Fernandina volcano, Galapagos Islands. *Bull. Volcanol.* 53, 276-286.
- Chadwick, Jr.W.W., Dietrich, J.H., 1995. Mechanical modelling of circumferential and radial dike intrusion on Galapagos volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 37-52.
- Chevallier, L., Bachelery, P., 1981. Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion – Océan Indien occidental. *Bull. Vulcanol.* 44 (4), 723-741.
- Chevallier, L., Verwoerd, W.J., 1988. A numerical model for the mechanical behavior of intraplate volcanoes. *J. Geophys. Res.* 93 (B5), 4182-4198.
- Chiocci, F.L., Bosman, A., Romagnoli, C., Tommasi, P., de Alteris, G., 2003. The december 2002 Sciaca del Fouco (Stromboli Island) Submarine landslide: a first characterization. *Geophys. Res. Abs.* 5, 12069.
- Chiocci, F.L., Alteris, G., 2006. The Ischia debris avalanche: first clear submarine evidence in the Mediterranean of a volcanic island prehistorical collapse. *Terra Nova* 18, 202-209.
- Clément, J.-P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Bollinger, C., Guille, G., 2002. Epiclastic deposit and "horse-shaped" calderas in Tahiti (Society islands) and Ua Huka (Marquesas Archipiélago), French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 120, 87-101.
- Clouard, V., Bonneville, A., 2004. Submarine landslides in French Polynesia. En: Hekinian, R., Stoffers, P., Cheminée, J.L. (Eds.), *Oceanic Hotspots*, Springer, 209-238.
- Coello, J., 1973. Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife. *Estudios Geológicos XXVII*, 491-512.
- Coello, J., Bravo, T., 1989. Correlación litoestratigráfica de perforaciones (galerías) en la región central de Tenerife. En: Araña, V., Coello, J. (Eds.), *Los volcanes y la caldera del Parque Nacional de el Teide* (Tenerife, Islas Canarias), 359-383.
- Concha-Dimas, A., 2004. Numerical modeling in understanding catastrophic collapse at Pico de Orizaba, México. Tesis Doctoral, Universidad de Nevada, Reno, 154 pp.
- Coppersmith, K.J. y Young, R.R., 1986. Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate environment. *Proceedings of the 3rd National Conference on Earthquake Engineering*, 1, 301-312.

- Crandell, D.R., 1971. Postglacial lahars from Mount Rainer Volcano, USGS Prof. Paper 677.
- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H.X., Christiansen, R.L., Newhall, C.G., 1984. Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology*, 12 (3), 143-146.
- Crandell, D.R., 1988. Gigantic debris avalanche of Pleistocene age from ancestral Mount Shasta volcano, California, and debris-avalanche hazard zonation. *USGS Bull.* 1861.
- Crespo, M.J., Martí, J., Martínez, F., 2007. Peligrosidad sísmica en la zona central del Archipiélago Canario. *Actas del 3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Girona (mayo 2007), 15 pp.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide types and processes. En: Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds.), *Landslides. Investigations and mitigation*. Special Rep. 247. Trans. Research Board, Nat. Academy Press. (63-75).
- Day, S.J., 1996. Hydrothermal pore-fluid pressure and the stability of porous, permeable volcanoes. En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and others Planets*, USGS Spec. Publ. 110, 77-94.
- Day, S.J., Carracedo, J.C., Guillou, H., Gravestock, 1999a. Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 135-167.
- Day, S.J., Heleno da Silva S.I.N., Fonseca, J.F.B.D., 1999b. A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 191-218.
- Del Potro R., Hürlimann, 2007. Strength of volcanic rock masses in edifice instability: Insights from Teide, Tenerife. En: Malheiro, A.M., Nunes, J.C. (Eds.), *Volcanic Rocks*, 175-183.
- Delaney, P.T., Denlinger, R.P., 1999. Stabilization of volcanic flanks by dike intrusion: an example from Kilauea. *Bull. Volcanol.* 61, 356-362.
- Denlinger, R.P., Iverson, R., 1990. Limiting equilibrium and liquefaction potential in infinite submarine slopes. *Mar. Geotechnol.* 9, 299-312.
- Denlinger, R.P., Okubo, P., 1995. Structure of the mobile south flank of Kilauea Volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 100 (B12), 24499-24507.
- DePaolo, D.J., 2001. Deep drilling into a Hawaiian volcano. *EOS* 82 (13), 149 y 154-155.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., Cheminée, J.-L., 2001. Submarine evidence for large scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 192, 145-157.
- Dietrich, J.H., 1988. Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *J. Geophys. Res.* 93 (B5), 4258-4270.
- Donnadieu, F., Merle, O., Besson, J.C., 2001. Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bull. Volcanol.* 63, 61-72.
- Druitt, T.H., Kokelaar, B.P. (Eds.), 2002, *The eruption of the Soufriere Hills volcano, Montserrat 1995 to 1999*. *Geol. Soc. London Mem.* 21, 645 pp.
- Duffield, W.A., Stieltjes, L., Varet, J., 1982. Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12, 147-160.
- Edgar, C.J., Wolff, J.A., Olin, P.H., Nichols, H.J., Pittari, A., Cas, R.A.F., Reiniers, P.W., Spell, T.L., Martí, J., 2007. The late Quaternary Diego Hernández Formation, Tenerife: Volcanology of a complex cycle of voluminous explosive phonolitic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160, 59-85.
- Elsworth, D., Voight, B., 1995. Dike intrusion as trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *J. Geophys. Res.* 100, 6005-6024.
- Elsworth, D., Voight, B., 1996. Evaluation of volcano flank instability triggered by dyke intrusion. En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and others Planets*, USGS Spec. Publ. 110, 45-53.
- Elsworth, D., Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *J. Geophys. Res.* 94, 323-340.

- Endo, E.T., Malone, S.D., Noson, L.L., Weaver, C.S., 1981. Locations, magnitudes, and statistics of the March 20 - May 18 Earthquake Sequence. En: Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washington, USGS Prof. Paper 1250, 93-107.
- EPRI, 1986. Seismic hazard methodology for the central and eastern United States. Electric Power Research Institute 1-3.
- Féraud, G., Giannaérini, G., Campredon, R., Stillman, C., 1985. Geocronology of some canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the Archipelago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 25, 29-52.
- Fèvre, Y., Bret, L., Odon, O., Arnaud, N., Bachèlery, P., 2003. New insights on Mafate - Saint Gilles debris avalanche deposits westward Piton des Neiges volcano, Reunion Island. *Geophys. Res. Abs.* 5, 05675.
- Filson, J., Simkin, T., Leu, L.K., 1973. Seismicity of a caldera collapse: Galapagos Islands 1968. *J. Geophys. Res.* 78, 8591-8621.
- Finn, C.A., Sisson, T.W., Deszcz-Pan, M., 2001. Aerogeophysical measurements of collapse-prone hydrothermally altered zones at Mount Rainier volcano. *Letters to Nature* 409, 600-603.
- Fiske, R.S., Jackson, E.D., 1972. Orientation and growth of Hawaiian volcanic rift: the effect of regional structure and gravitational stresses. *Proc. R. Soc. Lond. A.* 329, 299-326.
- Francis, P.W., Gardeweg, M., Ramirez, C.F., Rothery, D.A., 1985. Catastrophic debris avalanche deposit of Socompa volcano, northern Chile. *Geology* 13, 600-603.
- Francis, P.W., Wells, G.L., 1988. Landsat Thematic Mapper observations of debris avalanches deposits in the Central Andes. *Bull. Volcanol.* 50, 258-278.
- Funck, T., Schmincke, H.-U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *J. Geophys. Res.* 103, 15393-15407.
- Fúster, J.M., Araña, V., Brandle, M., Navarro, M., Alonso, U., Aparicio, A., 1968. Geology and volcanology of the Canary Islands, Tenerife. Instituto Lucas Mallada, CSIC, 218 pp.
- Galindo, I., 2005. Estructura volcano-tectónica y emisión difusa de gases de Tenerife (Islas Canarias). Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 350 pp.
- García, M.O., Davis, M.G., 2001. Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. *GSA Bulletin* 29 (2), 163-166.
- García-Mayordomo, J., Insua, J.M., González de Vallejo, L.I., 2007. Análisis preliminar del efecto sitio en La Laguna (Tenerife). *Actas del 3er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Girona (mayo 2007), 13 pp.
- García-Mayordomo, J.; Seisdedos, J.; Insua Arévalo, J.M.; González de Vallejo, L.I., 2008. Escenarios sísmicos en la isla de Tenerife (Canarias): Aplicación a los emplazamientos de los paleo-deslizamientos de Güímar y La Orotava. *VII Congreso Geológico de España. Las Plamas de Gran Canaria* (Julio, 2008), 4 pp.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B., Michell, N.C., 2001a. Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 107-119.
- Gee, M.J.R., Watts, A.B., Masson, D.G., Michell, N.C., 2001b. Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 177, 271-293.
- Glicken, H., 1991. Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. *Sedimentation on Volcanic Settings. SEPM Spec. Publ.* 45, 99-106.
- Glicken, H., 1996. Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens Volcano, Washington. *USGS Open-file Report* 96, 90 pp.
- Gobierno de Canarias y Cabildo de Tenerife, 1989. Avance del plan hidrológico insular de Tenerife: bases para el planeamiento hidrogeológico, 145 pp.
- Gómez, A.A., 2006. Seismic hazard map for the Italian territory using macroseismic data. *Earth Sci. Res.* 10 (2), 67-90.

- González de Vallejo, L.I., Capote, R., Cabrera, L., Insua, J.M., Acosta, J., 2003. Paleoearthquake evidence in Tenerife (Canary Island) and possible seismotectonic sources. *Mar. Geophys. Res.* 24, 149-160.
- González de Vallejo, L.I., Tsigé, M., Cabrera, L., 2005. Paleoliquefaction features on Tenerife (Canary Islands) in Holocene sand deposits. *Eng. Geol.* 76, 179-190.
- González de Vallejo, L.I., García-Mayordomo, J., Insua, J., 2006. Probabilistic seismic-hazard assessment of the Canary Islands. *Bull. Seism. Soc. Am.* 96 (6), 2040-2049.
- González de Vallejo L.I., Hijazo, T., Ferrer, M., Seisdedos, J., 2006. Caracterización geomecánica de los materiales volcánicos de Tenerife. *Publicaciones de Instituto Geológico y Minero de España, Riesgos Geológicos* 8, 147 pp.
- Gudmundsson, A., 1988. Effect of tensile stress concentration around magma chambers on intrusion and extrusion frequencies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 35, 179-194.
- Gudmundsson, A., Marioni, L.B., Martí, J., 1999. Injection and arrest for dykes: implications for volcanic hazards. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 1-13.
- Gudmundsson, A., 2002. Emplacement and arrest of sheets and dykes in central volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 116, 279-298.
- Gudmundsson, A., Brenner, S.L., 2004. Local stress, dyke arrest and surface deformation in volcanic edifices and rift zones. *Annals of Geophysics* 47 (4), 1433-1454.
- Gudmundsson, A., Loetveit, I.F., 2005. Dyke emplacement in a layered and faulted rift zone. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 311-327.
- Gudmundsson, A., Philipp, S.L., 2006. How local stress fields prevent volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 257-268.
- Guillou, H., Carracedo, J.C., Paris, R., Pérez Torrado, F.J., 2004. Implications for the early shield-stage evolution of Tenerife from K/Ar ages and magnetic stratigraphy. *Earth Planet. Sci. Lett.* 222, 599-614.
- Gutiérrez, M., Casillas, R., Fernández, C., Balogh, K., Ahijado, A., Castillo, C., Colmenero, J.R., García-Navarro, E., 2006. The submarine volcanic succession of the basal complex of Fuerteventura, Canary Islands: A model of submarine growth and emergence of tectonic volcanic islands. *GSA Bulletin* 118 (7/8), 785-804.
- Haimson, B.C., Cornet, F.H., 2003. ISMR suggested methods for rock stress estimation – Part 3: hydraulic fracturing (HF) and/or hydraulic testing of pre-existing fractures (HTPF). *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.* 40, 1011-1020.
- Hausen, H., 1961. Canarian calderas. A short review based on personal impressions. *Bull. Commis. Geol. Finland* 196, 179-213.
- Hausen, H., 1971. Rockfalls, landslides, and creep in the Canaries. *Acta Geographica* 23. 43 pp.
- Heap, M.J., Lewis, O., Meredith, P.G., Vicinguerra, S., 2007. Elastic and mechanical properties of Etna basalt. *Geophys. Res. Abs.* 9, 06750.
- Heim, 1932. *Bergsturz und Menschenleben*. Wasmuth, Zürich. 218 pp.
- Hoek, E., Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.* 34 (8), 1165-1186.
- Hoek, E., Carranza-Torres, C.T., Corkum, B., 2002. Hoek-Brown failure criterion-2002 edition. *Proc. North American Rock Mechanics Society-TAC Conference, Toronto (July 2002)*, 1, 267-273.
- Hoernle, K., Schmincke, H.U., 1993. The role of partial melting in the 15-Ma geochemical evolution of Gran Canaria: a blob model for the Canary hotspot. *J. Petrol.* 34, 599-626.
- Holcomb, R.T., Searle, R.C., 1991. Large Landslides from Oceanic Volcanoes. *Mar. Geotechnol.* 10, 19-32.
- Hsü, K.J., 1975. Catastrophic Debris Streams (Sturzstroms) Generated by Rockfalls. *GSA Bulletin* 86, 129-140.
- Hsü, K.J., 1978. Alber Heim: Observation on landslides and relevance to modern interpretations. En: Voight, B. (Ed.), *Rock Slide and Avalanches*, Elsevier, Amsterdam, 70-93.

- Huertas, M.J., Arnaud, N.O., Ancochea, E., Cantagrel, J.M., Fuster, J.M., 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ stratigraphy of pyroclastic units from the Cañadas Volcanic Edifice (Tenerife, Canary Islands) and their bearing on the structural evolution. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 351-365.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M. and Hutchinson, J.N. (2001). Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, VII, 221-238.
- Hürlimann, M., 1999. Geotechnical analysis of large volcanic landslides: The La Orotava events on Tenerife, Canary Islands. Tesis Doctoral, Universidad de Técnica de Cataluña, Barcelona, 217 pp.
- Hürlimann, M., Ledesma, A., Martí, J., 1999. Conditions favouring catastrophic landslides on Tenerife (Canary Islands). *Terra Nova* 11 (2/3), 106-111.
- Hürlimann, M., Martí, J., 2000. Mechanical relationship between catastrophic volcanic landslides and caldera colapses. *Geophys. Res. Lett.* 27 (16), 2393-2396.
- Hutchinson, J.N., 1998. General Report. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology. *Proc. 5th Int. Symposium of Landslides*. Lausanna. Tomo 1, 3-36.
- Ibarrola, E., Fúster, J.M., Ancochea, E., Huertas, M. J., 1991. Submarine volcanic rocks at the bottom of the Las Cañadas. Tigaiga's massif (N of Tenerife). *Geogaceta* 9, 17-20.
- Ibarrola, E., Ancochea, E., Fúster, J.M., Cantagrel, J.M., Coello, J., Snelling, N.J., Huertas, M.J., 1993. Chronostratigraphy of the Tigaiga massif: Evolution of a sector of the Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 88, 57-72.
- IGME-CSIC, 1968. Mapa geológico de Tenerife, 1:100.000.
- IGME, 1970. Mapa geológico de España, 1:50.000, Santa Cruz de Tenerife.
- IGME, 1974. Mapa geotécnico general, 1:200.000. Hoja 10/10-11/91, Santa Cruz de Tenerife.
- IGME, 1978a. Mapa geológico de España, 1:25.000. Hoja 1.104-III, La Orotava.
- IGME, 1978b. Mapa geológico de España, 1:25.000. Hoja 1.111-IV-I, Güímar.
- IGME, 1984. Mapa geológico de España, 1:25.000. Hoja 1110-I, Las Cañadas del Teide.
- IGME, 1988. Mapa geológico de España, 1:25.000. Hoja 1103-II, Puerto de la Cruz.
- IGME, 2006. Cartografía de peligrosidad volcánica de la isla de Tenerife (memoria preliminar), 162 pp.
- Ishijima, Y., Fujii, Y., 1997. A study on the mechanism of slope failure at Toyohama tunnel, Feb. 10, 1996. *Int. J. Rock Mech. Mining Sci.* 34 (3-4), 087.
- Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes?. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 295-308.
- Iverson, R.M., 1997. The physics of debris flows. *Rev. Geophys.* 35, 245-296.
- Jacobi, R.D., Hayes, D.E., 1982. Bathymetry, microphysiography and reflectivity characteristics of the West African margin between Sierra Leone and Mauritania. En: Von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibol, E. (Eds.), *Le volcanisme de La Reunion*. Monographie. Publ. Centre de Recherches Volcanologiques, Clermont-Ferrand, 43-74.
- Johnson, R.W., 1987. Large-scale volcanic cone collapse: the 1888 slope failure of Ritter volcano, and other examples From Papua New Guinea. *Bull. Volcanol.* 49, 669-679.
- Keating, B.H., McGuire, W.J., 2000. Island edifice failures and associated tsunami hazards. *Pure Appl. Geophys.* 157, 899-955.
- Klein, F.W., Frankel, A.D., Mueller, C.S., Wesson, R.L., Okubo, P.G., 2001. Seismic hazard in Hawaii: high rate of large earthquakes and probabilistic ground-motion maps. *Bull. Seism. Soc. Am.* 91 (3), 479-498.
- Kokelaar, P., Romagnoli, C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, 240-262.
- Kramer, S.L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, 653 pp.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.P., Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 106, 3977-3997.

- Krastel, S., Schmincke, H.U., 2002. The channel between Gran Canaria and Tenerife: constructive processes and destructive events during the evolution of volcanic islands. *Int. J. Earth Sci.* 91, 629-641.
- La Rocca, M., Galluzzo, D., Saccorotti, G., Tinti, S., 2004. Seismic signals associated with landslides and with a tsunami at Stromboli volcano, Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94 (5), 1850-1867.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landsliding events on the submarine flank on Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, USGS Spec. Publ. 110, 293-306.
- Lagmay, A.M.F., Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Pyle, D.M., 2000. Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bull. Volcanol.* 62, 331-346.
- Laubscher, D.H., 1984. Design aspects and effectiveness of support systems in different mining conditions. *T. I. Min. Metall. A.* 93, A70-A81.
- Lénat, J.-F., Vicent, P., Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion island, Indian ocean); structural and geomorphological interpretation from satellite beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 1-36.
- Leslie, S.C., Moore, G.F., Morgan, J.K., Hills, D.J., 2002. Seismic stratigraphy of the Frontal Hawaiian Moat: implications for sedimentary processes at the leading edge of an oceanic hotspot trace. *Mar. Geol.* 184, 143-162.
- Lipman, P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), 1981. *The 1980 Eruptions of Mount St. Helens*, Washington: USGS Prof. Paper 1250, 844p.
- Lipman, P.W., Normark, W.R., Moore, J.G., Wilson, J.B., Gutmacher, E., 1988. The giant submarine Alikā debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 93 (B5), 4279-4299.
- Llanes, P., Muñoz, A., Muñoz-Martín, A., Acosta, J., Herranz, P., Carbó, A., Palomo, C., ZEE Working Group, 2005. Morphological and structural analysis in the Anaga offshore massif, Canary Islands: fractures and debris avalanches relationships. En: Clift, P., Acosta, J. (Eds.), *Geophysics of the Canary Islands*, Springer, 91-112.
- Lo Guidice, E., Rasà, R., 1992. Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etna region as an example. *Tectonophysics* 202, 257-268.
- Lomoschitz, A., Canals, M., Urgeles, R., Ferrer, M., 2005. Los deslizamientos de flanco insular de Canarias. Métodos y criterios de reconocimiento. *Actas del VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, Valencia (Junio, 2005) 843-853.
- Lomoschitz, A., Jiménez, J.R., Yepes, J., Pérez-Luzardo, J.M., Macías-Machín, A., Socorro, M., Hernández, L.E., Rodríguez, J.A., Olalla, C., 2006. Basaltic lapilli used for construction purposes in the Canary Islands, Spain. *Environmental and Engineering Geoscience* XII (4), 327-336.
- López, D.L., Williams, S.N., 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science* 260, 1794-1796.
- Mader, C.L., 2001. Modeling the La Palma landslide tsunami. *Science of Tsunami Hazards* 19, 150-170.
- Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V., 1994. Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands). *Geol. Mag.* 131, 715-727.
- Martí, J., Hürlimann, M., Abay, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25 (10), 879-882.
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R., Hühnerbach, V., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanism. *Sedimentology* 45, 411-432.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Sci. Rev.* 57, 1-35.
- Masson, D.G., 2005. Submarine landslides around Cape Verde Islands. *Cruise Report no. 57*. Southampton Oceanography Centre, 17 pp (eprints.soton.ac.uk/16213/01/soccr057.pdf, 10.10.2007).
- Mattioli, G.S., Jansma, P.E., Jaramillo, L., Smith, A.L., 1995. Sector collapse in island arc volcanoes: a digital topographic bathymetric investigation of the Qualibou depression, St. Lucia, Lesser Antilles. *Caribbean Journal of Science* 31 (3-4), 163-173.

- McClelland, E., Erwin, P.S., 2003. Was a dacite dome implicated in the 9,500 B.P. collapse of Mt Ruapehu? A paleomagnetic investigation. *Bull. Volcanol.* 65, 294-305.
- McGuire, W.J., Pullen, A.D., Saunders, S.J., 1990. Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure. *Nature* 343, 357-359.
- McGuire, W.J., 1996. Volcano instability: a review of contemporary themes. En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and other Planets*, USGS Spec. Publ. 110, 1-23.
- McGuire, W.J., 2003. Volcano instability and lateral collapse. *Revista I*, 33-45 (http://www.benfieldhrc.org/activities/journal_papers/Azores.pdf)
- McMurtry, G.M., Herrero-Bervera, E., Cremer, M.D., Smith, J.R., Resig, J., Sherman, C., Torresan, M.E., 1999. Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alika 2 giant hawaiian submarine landslide. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 35-58.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R., Imamura, F., 2004. Giant landslides, mega tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Mar. Geol.* 203, 219-233.
- McNutt, S.R., 1996. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state of the art and case histories. En: Scarpa R., Tilling, R.J. (Eds.), *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 99-146.
- Meco, J., Guillou, H., Carracedo, J.C., Lomoschitz, A., Ramos, A.-J. G., Rodríguez-Yáñez, J.-J., 2002. The maximum warmings of the Pleistocene world climata recorded in the Canary Islands. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 185, 197-210.
- Medley, E.W., 2007. Geological engineering reconnaissance of damage caused by the october 15, 2006. Hawaii earthquakes. *Int. J. Geoengineering Case Histories*, <http://casehistories.geoengineer.org>, 1(2), 89-135.
- Mehl, K.W., Schmincke, H.-U., 1999. Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 105-134.
- Melnik, O., Sparks, R.S.J., 2002. Dynamics of magma ascent and lava extrusion at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geol. Soc. London Memoirs* 21, 153-171.
- Melosh, H.J., 1979. Acoustic fluidization: a new geologic process? *J. Geophys. Res.* 84, 8097-8113.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 101, 13805-13817.
- Merle, O., Lénat, J.-F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 108 (B3), doi:10.1029/2002JB002014.
- Mezcua, J., Galán, J., Rueda, J., Martínez, J. M., Buforn, E., 1990. Sismotectónica de las Islas Canarias, estudio del terremoto del 9 de mayo de 1989 y su serie de réplicas. IGN, Publicación técnica 23.
- Michell, N.C., Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115, 83-107.
- Mitjavila, J.M., 1990. Aplicació de tècniques de geoquímica isotòpica i de geodronologia a l'estudi volcànic de l'edifici de Diego Hernández i la seva relació amb la Caldera de las Cañadas (Tenerife). Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona.
- Mitjavila, J.M., Villa, I.M., 1993. Temporal evolution of Diego Hernández formation (Las Cañadas, Tenerife) and confirmation of the age of the caldera using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 6, (1-2) 61-65.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C., Parker, G., 1998. Hydroplaning of subaqueous debris flows. *GSA Bulletin* 110 (3), 387-394.
- Moon, V., Bradshaw, J., Smith, R., de Lange, W., 2005. Geotechnical characterisation of stratocone crater wall sequences, White Island Volcano, New Zealand. *Eng. Geol.* 81, 146-178.
- Moore, J.G., 1964. Giant submarine landslides on the Hawaiian ridge. USGS Prof. Paper 501-D, D95-D98.
- Moore, J.G., Fiske, R.S., 1969. Volcanic substructure inferred from Dredge Samples and Ocean-Bottom Photographs, Hawaii. *GSA Bulletin* 80, 1191-1202.

- Moore, J. G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresas, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the hawaiian ridge. *J. Geophys. Res.* 94 (B12), 17465-17484.
- Moore, J. G., Normark, W. R., Holcomb, R.T., 1994. Giant Hawaiian underwater landslides. *Science* 264, 46-47.
- Moore, J.G., 2001. Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112, 211-230.
- Morgan J.K., Moore, G.F., Clague, D.A., 2003. Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawai. *J. Geophys. Res.* 108 (B9), 2415.
- Morgan, J.K., 2006. Volcanotectonic interactions between Mauna Loa and Kilauea: Insight from 2-D discrete elements simulations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 251-265.
- Morgan W.J., Morgan J.P., 2007. Plate velocities on the hotspot reference frame. En: *Plates, plumes and planetary processes*. GSA Special Paper 430 (<http://www.mantleplumes.org/P4/P4.html>, 2007).
- Münn, S., Walter, T.R., Klügel, A., 2006. Gravitational spreading controls rift zones and flank instability on el Hierro, Canary Islands. *Geol. Mag.* 143, 257-268.
- Munson, C.G., Clifford, H.T., 1997. Analysis of the attenuation of strong ground motion on the island of Hawaii. *Bull. Seism. Soc. Am.* 87 (4), 945-960.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as posible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Navarro, J.M., Coello, J., 1989. Depressions originated by landslide proceses in Tenerife. *European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism, Cabildo Insular de Lanzarote*, 150-152.
- Navarro, J.M., Farrujia I., 1989. Bases para el planeamiento hidrogeológico insular. *Zonificación hidrogeológica, nº 1. Aspectos geológicos e hidrogeológicos*. Cabildo Insular de Tenerife, 145 pp.
- Navarro, J.M., Soler, C., 1995. *El agua en El Hierro*. Cabildo Insular de El Hierro, 93 pp.
- Navarro, J.M., 2004. *Geología*. En: *Ministerio de Medio Ambiente-Parques Nacionales, Parque Nacional del Teide*, 19-72.
- NCSE-02, 2002. Norma de construcción sismorresistente: parte general y edificación, Real Decreto 997/2002, BOE 244, 11 de octubre de 2002, 35898-35967.
- Nehlig, P., Leyrit, H., 2003. Gigantic flank collapse of volcanoes: a case study of the Cantal stratovolcano (France). *Geophys. Res. Abs.* 5, 08386.
- Nehlig, P., Leyrit, H., Dardon, A., Freour, G., Goër de Herve, A., Huguet, D. Repeated growth and catastrophic destruction of the Cantal stratovolcano (France) <http://www2.brgm.fr/volcan/cantalbvolc.pdf> (2005).
- Neuffer, D.P., Schultz, R.A., Watters, R.J., 2006. Mechanisms of slope failure on Pyramid Mountain, a subglacial volcano in Wells Gray Provincial Park, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 43, 147-155.
- Nielson, D.L., Stinger, S. G., 1996. Drilling and evaluation of the Ascencion island, south Atlantic Ocean. *Geothermics* 25 (4/5), 543-560.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lénat, J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.* 66, 585-598.
- Oehler, J.F., van Wyk de Vries, B., Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strenght Layers (LSLs): an analoge modeling approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144, 169-189.
- Oehler, J.F., 2005. *Les déstabilisations de flanc des volcens de l'Île de La Réunion (Océan Indien): Mise en évidence, implications et origines*. Tesis Doctoral, Universidad Blaise Pascal, Francia, 458 pp.
- Okubo, C.H., 2004. Rock mass strength and slope stability of the Hilina slump, Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 138, 43-76.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lénat, J.F., Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology* 45, 293-330.
- Oyarzun, R., Doblas, M., López, J., Cebrián, J.M., 1997. Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe. *Geology* 25, 727-730.

- Palacios, D., 1994. The origin of certain wide valleys in the Canary Islands. *Geomorphology* 9, 1-18.
- Palmer, B., Alloway, B.V., Neall, V.E., 1991. Volcanic-debris-avalanche deposits in New Zealand-lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. En: Fisher, R.V., Smith, T.A. (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Setting*, SEPM Spec. Publ. 45, 89-98.
- Pararas-Carayannis, G., 2002. Evaluation of the threat of mega tsunami generation from postulated massive slope failures of islands stratovolcanoes on La Palma, Canary Islands, and on the island of Hawaii. *Science of Tsunami Hazards* 20 (5), 251-277.
- Paul, A., Gratier, J.P., Boudon, J., 1987. A numerical model for simulating deformation of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.* 92 (B10), 10299-10312.
- Peiró, R., 1997. Caracterización geotécnica de los materiales volcánicos del Archipiélago Canario. *Tierra y Tecnología* 16/17, 45-49.
- Pérez Torrado, F.J., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Scheider, J.L., Wassmer, P., Guillou, H., Gimeno, D., 2002. Tsunami deposits at Agaete valley, Gran Canaria (Canary Islands). *Geogaceta* 32, 75-78.
- Pérez Torrado, F.J., Paris, R., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Scheider, J.L., Wassmer, P., Carracedo, J.-C., Rodríguez-Santana, A., Santana, F., 2006. Tsunami deposits related to flank collapse in oceanic volcanoes: The Agaete Valley evidence, Gran Canaria, Canary Islands. *Mar. Geol.* 227, 135-149.
- Pollard, D.D., Delaney, P.T., Duffield, W.A., Endo, E.T., Okamura, A.T., 1983. Surface deformation in volcanic rift zones. *Tectonophysics* 94, 541-584.
- Ponomareva, V.V., Melekestsev, I.V., Dirksen, O.V., 2006. Sector collapses and large landslides on Late Pleistocene-Holocene volcanoes in Kamchatka, Russia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 117-138.
- Pulgarín, B., Macías, J.L., Cepeda, H., Capra, L., 2004. Late pleistocene deposits associated with a southern flank collapse of Nevado del Huila volcanic complex (Colombia). *Acta Vulcanol.* 16 (1), 1-22.
- Rançon, J.P., Lerebour, P., Auge, T., 1989. The grand brule exploration drilling: new data on deep framework of the Piton de la Fournaise volcano. Part 1: Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 133-127.
- Reid, M.E., Chrisn, S.B., Brien, D.L., 2000. Gravitational stability of three-dimensional stratovolcano. *J. Geophys. Res.* 105 (B3), 6043-6056.
- Reid, M.E., Sisson, T.W., Brien, D.L., 2001. Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainer, Washington. *Geology* 29 (9), 779-782.
- Reid, M.E., 2004. Massive collapse of volcano edifices triggered by hydrothermal pressurization. *Geology* 32 (5), 373-376.
- Reubi, O., Hernandez, J., 2000. Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanism. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102, 271-286.
- Ridley, W.I., 1971. The origin of some collapse structures in Canary Islands. *Geol. Mag.* 108, 477-484.
- Robin, C., Boudal, C., 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 115-130.
- Rocchi, V., Sammonds, P.R., Kilburn, C.R.J., 2004. Fracturing of Etnean and Vesuvian rocks at high temperatures and low pressures. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132, 137-157.
- Rodríguez-Losada, J.A., Hernández-Gutiérrez, L.E., Olalla, C., Perucho, A., Serrano, A., del Potro, R., 2007. The volcanic rocks of the Canary Islands. Geotechnical properties. En: Malheiro, A.M., Nunes, J.C. (Eds.), *Volcanic Rocks* 53-57.
- Romero, C., 1992. Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife. Cabildo de Tenerife. Publicaciones Científicas del Aula de Cultura de Tenerife. *Geografía e Historia* 7, 265 pp.
- Romero, C., Beltrán, E., 2007. La erupción de Arenas Negras, Garachico, 1706. Viceconsejería del Gobierno de Medio Ambiente del Gobierno de Canarias, 257 pp.
- Roobol, M.J., Wright, J.V., Smith, A.L., 1983. Calderas or gravity-slide structures in the Lesser Antilles island arc? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 19, 121-134.
- Rowland, S.K., Munro, D.C., 1992. The caldera of Volcan Fernandina: a remote sensing study of its structure and recent activity. *Bull. Volcanol.* 55, 97-109.

- Rubin, A.M., Pollard, D.D., 1987. Origin of blade-like dikes in volcanic rift zones. En: *Volcanism in Hawaii*. Decker, R.W., Wright, T.L., Staufer, P.H. (Eds.). USGS Prof. Paper 1350, 1449-1470.
- Rubin, A.M., 1990. A comparison of rift-zone tectonics in Iceland and Hawaii. *Bull. Volcanol.* 52, 32-319.
- Russo, G., Giberti, G., Sartoris, G., 1996. The influence of regional stresses on the mechanical stability of volcanoes: Stromboli (Italy). In: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and others Planets*. USGS Spec. Publ. 110, 65-75.
- Russo, G., Giberti, G., Sartoris, G., 1997. Numerical modeling of surface deformation and mechanical stability of Vesuvius volcano, Italy. *J. Geophys. Res.* 2 (B11), 24785-24800.
- Sánchez, J., Abad, J., 1986. Sondeo geotérmico Lanzarote-1, significado geológico y geotérmico. *Anales de Física, serie B, número especial*, 102-109.
- Schiffman, P., Watters, R.J., Thompson, N., Walton, A.W., 2006. Hyaloclastites and the slope stability of Hawaiian volcanoes: Insights from the Hawaiian Scientific Drilling Project's 3-km drill core. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 151, 217-228.
- Schmincke, H.-U., Segschneider, B., 1998. Shallow submarine to emergent basaltic shield volcanism of Gran Canaria: evidence from drilling into the volcanic apron. En: Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., Firth, J.V., Duffield, W. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results* 157, 141-182.
- Schmincke, H.-U., Sumita, M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP project drilling. En: Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., Firth, J.V., Duffield, W. (Eds.), *Proc. ODP Sci. Results* 157, 267-292.
- Schultz, R.A., 1995. Limits on strength and deformation properties of jointed basaltic rock masses. *Rock Mech. Rock Eng.* 28(1), 1-15.
- Schuster, R.L., 1996. The 25 most catastrophic landslides of the 20 th century. En: Chacón, J., Irigaray, C., Fernández, T. (Eds.), *Landslides*, Balkema, 53-61.
- Semet, M.P., Boudon, G., 1994. Large scale collapse structure at Piton du Carbet, Martinique: geological and petrological constraints. *Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth & Other Planets*. 1994, Geol. Soc. London.
- Serrano, A., Olalla, C., 1998. Propiedades geotécnicas de materiales canarios y problemas de cimentaciones y estabilidad de ladera en obras varias. III Encuentro Nacional de la Carretera - XXII Semana de la Carretera (Sesión V. Suelos y materiales pétreos en carreteras. Ponencia 16). Asociación Española de la Carretera. Islas Canarias.
- Serrano, A., Olalla, C., Perucho, A., Hernández-Gutiérrez, L.E., 2007. Strength and deformability of low density pyroclast. En: Malheiro A.M., Nunes J.C. (Eds.), *Volcanic Rocks*. 35-43.
- Shreve, R.L., 1968. Leakage and fluidization in air-layer lubricated avalanches. *GSA Bulletin* 79, 653-658.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163-197.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T., 1987. Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volcanol.* 49, 435-459.
- Siebert, L., 1992. Treats from debris avalanches. *Nature* 356, 658-659.
- Siebert, L., 1996. Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena. En: Sacaripa y Tilling (Eds.), *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, 541-572.
- Siebert, L., Kimberly, P., Pullinger, C.R., 2004. The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events. *GSA Special Paper* 375, 5-23.
- Sigarán, C., 2003. Numerical assessment of the influence of earthquakes on irregular topographies – Analysis of Colombia, 1999 and El Salvador, 2001 earthquakes. Tesis Doctoral, Universidad de Delft, Holanda, 127 pp.
- Soler, C., Díaz, M., 1992. Valle de El Golfo. Deslizamiento conocido mayor del mundo. *Actas del III Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, La Coruña (octubre 1992), 161-172.

- Soler, C., 1997. Gigantescos deslizamientos en islas volcánicas y su repercusión en la hidrogeología insular. IV Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Granada (noviembre 1997) 325-337.
- Sousa, J., Voight, B., 1995. Multiple-pulsed debris avalanche emplacement at Mount St. Helens in 1980: Evidence from numerical continuum flow simulations. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 227-250.
- Staudigel, H., Schmincke, H.-U., 1984. The Pliocene Seamount Series of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 89 (B13), 11195-11215.
- Stillman, C.J., 1999. Giant Miocene landslides and the evolution of Fuerteventura, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 89-104.
- Tanner, L.W., Calvari, S., 2004. Unusual sedimentary deposits on the SE side of Stromboli volcano, Italy: products of a tsunami caused by the ca. 5000 years BP Sciara del Fuoco collapse? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 137, 329-340.
- Takahashi, 1991. Debris flow. Balkema. 165 pp.
- Takarada, S., Ui, T., Yamamoto, Y., 1999. Depositional features and transportation mechanism of valley-fill and Iwasegawa and Kaida debris avalanches, Japan. *Bull. Volcanol.* 60, 508-522.
- Tapin, D.R., McMurtry, G.M., Sellwood, B.W., Williams, M., Wilkinson, I.P., Fryer, G.J., Watts, P., 2004. Tsunami deposits from the submarine landslide of Hawaiian giant - Fact or fiction? *Geophys. Res. Abs.* 6, 06087.
- Teide Group, 1997. Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 102, 20342-20342.
- Tentler, T., Temperley, S., 2006. Rock control of faulting: a case study from the Icelandic Rift Zone. *J. Geol.* 114, 449-470.
- Thirlwall, M.F., Singer, B.S., Marriner, G.F., 2000. ^{39}Ar - ^{40}Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 247-297.
- Thomas, M.E., Petford, N., Bromhead, E.D., 2004a. Volcanic rock-mass properties from Snowdonia and Tenerife: implications for volcano edifice strength. *J. Geol. Soc. London* 161, 1-8.
- Thomas, M.E., Petford, N., Bromhead, E.D., 2004b. The effect of internal gas pressurization on volcanic edifice stability: evolution towards a critical state. *Terra Nova* 16 (5), 312-317.
- Tibaldi, A. 1996. Mutual influence of dyking and collapses at Stromboli volcano, Italy. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 110, 55-63.
- Tibaldi, A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull. Volcanol.* 63, 112-125.
- Tinti, S., Manucci, A., Pagnoni, G., Armigliato, A., Zaniboni, F., 2005. The 30 December 2002 landslide-induced tsunami in Stromboli: sequence of the events reconstructed from the eyewitness accounts. *Nat. Hazards-Earth Syst. Sci.* 5, 763-775.
- Tommasi, P., Graziani, A., Rotonda, T., Bevino, C., 2007. Preliminary analysis of instability phenomena at Vulcano island, Italy. En: Malheiro A.M., Nunes, C. (Eds.), *Volcanic rocks*, 147-154.
- Topal, T., Doyuran, V., 1997. Engineering geological properties and durability assessment of the Cappadocian tuff. *Eng. Geol.* 47, 175-187.
- Ui, T., 1983. Volcanic dry avalanche deposits – Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 135-150.
- Ui, T., Yamamoto, H., Suzuki-Kamata, K., 1986. Characterization of debris avalanche deposits in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 29, 231-243.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., Masson, D.G., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *J. Geophys. Res.* 102, 20305-20323.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B., 1998. Seismostratigraphy of the western flanks of El Hierro and La Palma (Canary Islands): a record of Canary Islands volcanism. *Mar. Geol.* 146, 225-241.
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A., B., Le Bas, T., 1999. Recurrent large-landsliding on the west flank of La Palma, Canary Island. *J. Geophys. Res.* 104, 25331-25348.

- Valentín, A., Albert-Beltrán, J.F., Díez, J.L., 1990. Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 251-264.
- Vallance, J.W., Siebert, L., Rose Jr., W.I., Girón, J.R., Banks, N.G., 1995. Edifice collapse and related hazards in Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 337-355.
- Van Berlo, 2006. Massive flank collapse at La Palma. Tesis Doctoral, Universidad Técnica de Delft, Holanda, 168 pp.
- Van Berlo, 2007. Simulation of a volcano in Plaxis. *Plaxis Bulletin*, 21, 4 pp.
- Van Wyk de Vries, B., Borgia, A., 1996. The role of basement in volcano deformation. En: McGuire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and others Planets*. USGS Spec. Publ. 110, 95-110.
- Van Wyk de Vries, B., Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at stratovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Letters to Nature* 387, 387-390.
- Van Wyk de Vries, B., Matela, R., 1998. Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 1-18.
- Van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 167-170.
- Van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., Keszthelyi, L., 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 225-247.
- Van Wyk de Vries, B., Wooller, L., Cecchi, E., Murray, J., 2003. Spreading volcanoes: the importance of strike-slip faults. *Geophys. Res. Abs.* 5, 02480.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. En Schuster R.I., Krizek, R.J. (Eds.) *Landslides: analysis and control*. Trans. Res. Board. Special Report 176, 11-33
- Vásárhelyi, 2002. Influence of the water saturation on the strength of the volcanic tuff. En: Da Gama, D., Sousa, I. (Eds.), *Eurock 2002*, 89-96.
- Vidal, N., Merle, O., 2000. Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 99, 9-26.
- Villalba, 2003. El Teide, una mirada histórica. *Parques Nacionales*. Ministerio de Medio Ambiente, 11-177.
- Vincent, P.M., Bourdier, Boudon, G., 1989. The primitive volcano of Mount Pelée: its construction and partial destruction by flank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38, 1-15.
- Voight, B., Gliken, H., Janda, R.J., Douglass, P.M., 1981. Catastrophic Rockslide Avalanche of May 18. The 1980 Eruptions of Mount St. Helens, Washinton. USGS Prof. Paper 1250.
- Voight, B., Janda, R.J., Glicker, H., Douglass, P.M., 1983. Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Géotechnique* 33, 243-273.
- Voight, B., Sousa, J., 1994. Lessons from Ontake-san: A comparative analysis of debris avalanche dynamics. *Eng. Geol.* 38, 261-297.
- Voight, B., Elsworth, D., 1997. Failure of volcano slopes. *Géotechnique* 47, 1-31.
- Voight, B., Sparks, R.S., Miller, A.D., Stewart, R.C., Hoblit, R.P., Clarke, A., Ewart, J., Aspinall, W.P., Baptie, B., Calder, E.S., Cole, P., Druitt, T.H., Hartford, C., Herd, R.A., Jackson, P., Lejeune, A.M., Lockhart, A.B., Loughlin, S.C., Luckett, R., Lynch, L., Norton, G.E., Robertson, R., Watson, I.M., Watts, R., Young, S.R., 1999. Magma flow instability and cyclic activity at Soufriere Hills volcano, Montserrat, British West Indies. *Science* 283 (5405), 1138-1142.
- Voight, B., 2000. Structural stability of andesite volcanoes and lava domes. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* 358, 1663-1703.
- Von Buch, L., 1836. *Description physique des îles Canaries*. París. Descripción física de las Islas Canarias, Delgado J.A. (Ed.), Grafcolor, Tenerife. 263 pp.
- Von Fritsch, K., Reiss, W., 1868. *Geologisch beschreibung der ilsen Tenerife*. Wurster & Co. Winterthur. 494 pp.

- Wadge, G., Francis, P.W., Ramirez, C.F., 1995. The Socompa collapse and avalanche event. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 309-336.
- Walter, T.R., Schminke H.U., 2002. Rifting, recurrent landsliding and Miocene structural reorganization on NW-Tenerife (Canary Islands). *Int. J. Earth Sci.* 91, 615-628.
- Walter, T.R., 2003. Buttressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones. *Geophys. Res. Lett.* 30 (6), 1296.
- Walter, T.R., Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 107-120.
- Walter, T.R., Troll, V.R., Cailleau, B., Belousov, A., Schminke, H.-U., Amelung, F., Bogaard, P., 2005. Rift zone reorganization through flank stability in ocean island volcanoes: an example from Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 67, 281-291.
- Walter, T.R., Klügel, A., Münn, S. 2006. Gravitational spreading and formation of new rift zones on overlapping volcanoes. *Terra Nova* 18 (1), 26-33.
- Ward, S.N., Day, S. 2001. Cumbre Vieja Volcano- Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* 28 (17), 3397-3400 (fuera de prensa)
- Watters, R.J., Zimbelman, D.R., Bowman, S.D., Crowley, J.K., 2000. Rock mass strength assessment and significance to edifice stability, Mount Rainer and Mount Hood, Cascade Range volcanoes. *Pure Appl. Geophys* 157, 957-976.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 1995. A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100, 24487-244498.
- Watts, A.B., Masson, D.G., 2001. New sonar evidence for recent catastrophic colapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull. Volcanol.* 63, 8-19.
- Waythomas, F., Waitt, R.B., 1998. Preliminary volcano-hazard assessment for Augustine volcana, Alaska. U.S. Departament of the interior. USGS Open-file Report 98-106.
- Wooler, L., van Wyk de Vries, B., Murray J.B., Meyer, S., 2004. Volcano spreading controlled by dipping substrata. *Geology* 32 (7), 573-576.
- Yakose, H., Lipman, P.W., 2004. Emplacement machanisms of the south Kona slide complex, Hawaii Island: sampling and observations by remotely operated vehicle Kaiko. *Bull. Volcanol.* 66, 569-584.
- Yilmazer, 1995. Engineering geologic factors in the desing of a large underground structure in a tuff sequence in Cappadocia. *Eng. Geol.* 40, 235-241.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillarie-Marcel, C., Gillot, P-Y., Soler, V., González, J.A., Dabrio, C.J., Ghaleb, B., 2002. Raised marine sequences of Lanzarote and Fuerteventura revisited – a reappraisal of relative sea-level changes and vertical movements in the eastern Canary Islands during the Quaternary. *Quaternary Sci. Rev.* 21, 2019-2046.
- Zimbelman, D.R., Watters, R.J., Bowman, S., Frith, I.R., 2003. Quantifying Hazards and Risk Assessments at Active Volcanoes. *EOS* 84 (23), 213-224.
- Zimbelman, D.R., Watters, R.J., Frith, I.R., Breit, G.N., Carrasco-Nunez, G., 2004. Stratovolcano stability assessment methods and results from Citlaltépetl, Mexico. *Bull. Volcanol.* 66, 66-79.
- Zobin, V.M., 2001. Seismic hazard of volcanic activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112, 1-14.

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



**LOS GRANDES PALEO-DESLIZAMIENTOS DE
GÜÍMAR Y LA OROTAVA (TENERIFE):
ANÁLISIS GEOLÓGICO, MECANISMOS DE INESTABILIDAD
Y MODELIZACIÓN GEOMECÁNICA**

TESIS DOCTORAL

TOMO II - ANEXOS

Julia Seisdedos Santos

Madrid, 2008

ÍNDICE

TOMO II - ANEXOS

ANEXO I. ESTACIONES GEOMECÁNICAS PARA CARACTERIZACIÓN DE LOS MACIZOS ROCOSOS.....	1
ANEXO II. FICHAS DE LAS GALERÍAS.....	55
ANEXO III. PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS.....	133
III.1. Recopilación de propiedades de los materiales volcánicos.....	135
III.2. Selección de propiedades representativas de los materiales del modelo.....	141
III.3. Salidas gráficas de la aplicación del criterio de Hoek y Brown (mediante el programa RocLab).....	149
ANEXO IV. SALIDAS GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD.....	161
IV.1. Influencia de la geometría en la estabilidad.....	163
IV.2. Análisis a posteriori de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos.....	167
IV.3. Análisis de un modelo geomecánico de menores dimensiones.....	181
IV.4. Análisis a posteriori de deslizamientos sucesivos.....	187

ANEXO I
ESTACIONES GEOMECÁNICAS PARA CARACTERIZACIÓN DE LOS MACIZOS
ROCOSOS

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS	ESTACIÓN: 1	FOTOS: E-1.1, E-1.2 y E-1.3	HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)
FECHA: Febrero 2006	LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz. En el fondo del barranco, al lado de la boca de la galería Morro la Habana Cota: 1.400 m aprox.		

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas con escorias basálticas				POTENCIA Coladas 2-3 m (tramo masivo) Escorias 0,3-1 m	FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno	
ESTRUCTURA	Sucesión de coladas con escorias buzando suavemente hacia la salida del barranco Las coladas tienen aspecto masivo, potencias métricas y están fracturadas La potencia de las escorias varía, en algunos casos es imperceptible y se pierde la continuidad, están brechificadas e incluyen bloques fracturados de basaltos						
DIQUES	Ausencia de diques en este afloramiento, sin embargo en los paquetes superiores del fondo del barranco se distinguen diques muy continuos y juntos aproximadamente perpendiculares al barranco, buzamiento 40-60°						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Irregulares, de menos de un metro cúbico en la parte masiva de las coladas Predomina una familia de discontinuidades subverticales con dirección ~140° y espaciado <50 cm y a veces centimétrico						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		37, 38, 34, 40, 40, 38, 39, 38, 46, 40, 34, 44 (correlación gráfica: 80-100 MPa)				
OBSERVACIONES	Sobre esta unidad hay un paquete o bolsón de piroclastos de unos 10 m de potencia, situado entre coladas, y algunos niveles de cenizas (menos de 1 m de potencia). Matriz arenosa. La resistencia de la matriz rocosa es blanda. En esta unidad destaca la presencia de 1 dique perpendicular al barranco buzando ~40°						



Foto E-1.1. Vista de las coladas basálticas fracturadas



Foto E-1.2. Detalle de la fracturación del macizo



Foto E-1.3. Parte superior del afloramiento en la que se observan coladas, capas de piroclastos, niveles de cenizas y un dique que atraviesa el conjunto (ventana 10 x 4 m)

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 2-3		FOTOS: E-2.1 y E-3.1		HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz Cota: 1.300 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Piroclastos y toba La toba la constituyen piroclastos milimétricos cementados Los piroclastos tienen aspecto masivo, granular, cm-mm.				POTENCIA Piroclastos 4-5 m Toba 1-2 metros		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	La capa de tobas se encuentra sobre el nivel de piroclastos. Por encima de las tobas afloran coladas y escorias fracturadas y brechificadas Buzamiento hacia la salida del barranco (10-15°)						
DIQUES	Sí hay Densidad de diques: 2 diques en 10 metros Direcciones perpendiculares al barranco, buzamiento 60° aproximadamente Potencia 60 cm y 1 m. Fracturados principalmente en la dirección de la intrusión. El más potente tiene fracturación más intensa						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30 Dique de 60 cm	Muy pequeños >30 Dique de 1 m	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación post-deposicional en la toba, probablemente por la intrusión del dique						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos En el contacto	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	La toba es impermeable, sale agua a techo En el otro lado del barranco aflora la misma unidad						



Foto E-2.1. Nivel de tobas y piroclastos intruidos por dos diques de potencias métricas muy fracturados



Foto E-3.1. Detalle de los piroclastos con una fractura

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 4		FOTOS: E-4.1 y E-4.2		HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz Cota: 1.250 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas basálticas vacuolares y piroclastos				POTENCIA 6-8 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Las coladas basálticas constituyen un conjunto masivo y sin continuidad aparente, sobre ellas se sitúan las capas de piroclastos (parecidos a la estación 3)						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación discontinua debida al flujo de la colada, no se individualizan bloques						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos Contacto superior	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		42, 34, 35, 39, 38, 36 (correlación gráfica: 65-85 MPa)				
OBSERVACIONES	No se observa continuidad						



Foto E-4.1. Vista del afloramiento de basaltos masivos



Foto E-4.2. Detalle de los basaltos vacuolares

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 5		FOTOS: E-5. 1, E-5.2 y E-5.3		HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Pista del Barranco de Badajoz Cota: 1.250 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas de basaltos vacuolares escoriáceos alterados y diques				POTENCIA Varios metros cada capa		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Alternancia de coladas de basaltos vacuolares escoriáceos muy fracturados con coladas de basaltos masivos Los basaltos masivos están poco fracturados, bloques métricos						
DIQUES	Muchos diques (principalmente perpendiculares a la dirección del barranco) algunos más verticalizados que en las estaciones anteriores Potencia 1 metro aproximadamente, muy fracturados y duros Densidad de diques: 1 dique en 10 metros						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30 (basalto vacuolar)	Muy brechificado > 60 (basalto vacuolar)
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Muy pequeños en los basaltos vacuolares 0,5 m ³						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		44, 35, 34, 56, 24 en basaltos vacuolares (correlación gráfica: 70-90 MPa)				
OBSERVACIONES	En la superficie de los basaltos vacuolares aparecen lavas cordadas						

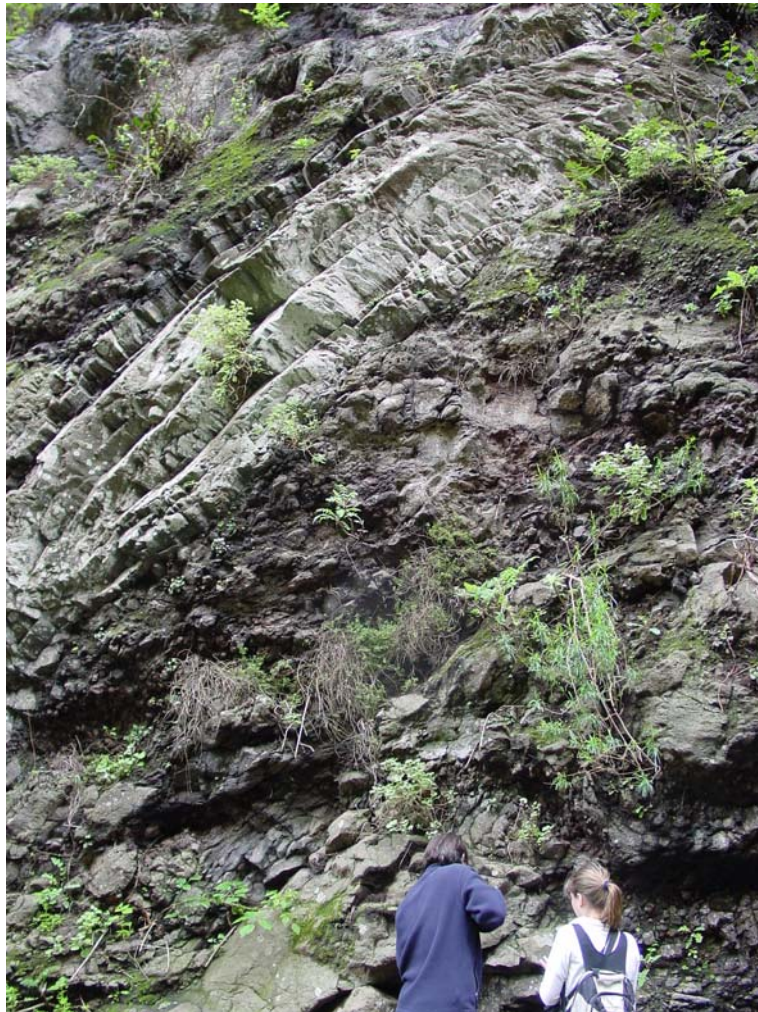


Foto E-5.1. Dique que intruye en coladas y escorias basálticas



Foto E-5.2. Aspecto de los basaltos escoriáceos



Foto E-5.3. Detalle de las superficies cordadas de las coladas

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 6		FOTOS: E-6.1 y E-6-2		HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz Cota: 1.220 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Piroclastos y coladas basálticas métricas fracturadas y diques				POTENCIA 30 m total conjunto Coladas 1-2 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Alternancia de piroclastos y coladas basálticas métricas fracturadas afectados por la intrusión de diques						
DIQUES	Abundantes subverticales y continuos ~40º-45º-50º y alguno más horizontal Densidad de diques muy alta, 4 diques en 10 m						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10 Coladas	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30 Dique	Muy brechificado >60 Dique
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Coladas fracturadas, bloques dm-m						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2 Piroclastos	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4 Coladas	Muy Dura (Varios golpes) 5 Diques	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Cuevas de varios metros cúbicos en los niveles superiores del barranco La presencia de diques condiciona la formación de pequeños barrancos Aparentemente el afloramiento no tiene continuidad en el otro lado del barranco						



Foto E-6.1. Alternancia de coladas y piroclastos atravesados por un dique muy fracturado

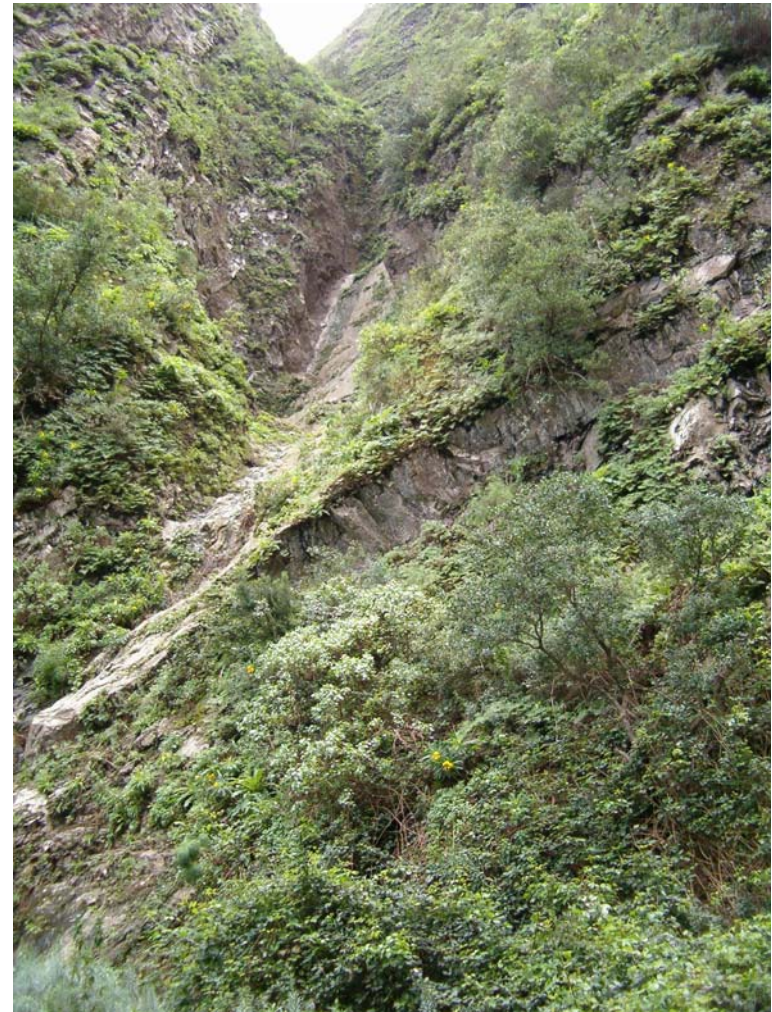


Foto E-6.2. Vista de los diques del barranco en donde se observa su influencia en la erosión y la configuración de nuevos canales

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 7		FOTOS: E-7.1 y E-7.2		HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz (150 m de la caseta, barranco abajo 500-600 m del fondo) Cota: 1.150 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas y piroclastos basálticos (parecido a la estación 6)				POTENCIA 5-2 m cada capa Total decenas de metros		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Alternancia de coladas y piroclastos con potencias variables intruidos por diques Coladas muy fracturadas Predominio de piroclastos						
DIQUES	Diques fracturados subverticales con potencias 50-80 cm Densidad de diques: 2 diques en 10 metros						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Coladas fracturadas. La fracturación disminuye en la coladas superiores en las que se puede diferenciar disyunción columnar por enfriamiento de la colada						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2 Piroclastos	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4 Coladas	Muy Dura (Varios golpes) 5 Coladas	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Estos materiales predominan a los largo del camino que recorre el barranco						



Foto E-7.1. Secuencias métricas de coladas y piroclastos basálticos con diques



Foto E-7.2. Vista del afloramiento de la foto anterior desde otro ángulo (ventana 12 x 5 m)

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS	ESTACIÓN: 8	FOTOS: E-8.1 y E.8-2	HOJA/PLANO: 1111/IV-I (IGME, 1978), 1092-III (IGN)
FECHA: Febrero 2006	LOCALIZACIÓN: Escarpe S Güímar. Camino del Barranco de Badajoz (salida del barranco) Cota: 1.000 m aprox.		

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas escoriáceas basálticas, capas de tobas, piroclastos y diques				POTENCIA Afloramiento >40 m Tobas 4-3 m Coladas 1-0,5 m	FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno	
ESTRUCTURA	Las coladas escoriáceas se alternan con capa de tobas y piroclastos manteniendo la continuidad en el afloramiento, están suavemente inclinadas hacia la salida del barranco Las coladas vacuolares están brechificadas y presentan estructura caótica Las capas de tobas son compactos y duras						
DIQUES	Sí hay. 1 potencia 40 cm, subvertical (85°) Densidad de diques:1 en 15 metros						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1 Toba	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30 Coladas	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Basaltos: muy fracturados Tobas: fracturadas con fracturas subverticales continuas de muro a techo, espaciado 0,5 m						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3 Tobas	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4 Basaltos	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		Tobas 26, 24				
OBSERVACIONES	La superficie de las tobas es lisa posiblemente debido a la acción de las aguas torrenciales ya que, en este punto, el barranco se canaliza de manera importante						



Foto E-8.1. Alternancia de tobas, coladas escoriáceas y capas de piroclastos afectados por la intrusión de diques



Foto E-8.2. Vista de la parte inferior del afloramiento en la que se observan las tobas

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS	ESTACIÓN: 9	FOTOS: 21, 22, 23 (JC), 42 (J)	HOJA/PLANO: 104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)
FECHA: Febrero 2006	LOCALIZACIÓN: Escarpe E del valle de La Orotava. Carretera TF-21, km 1, Mirador de Humboldt Cota: 350 m aprox.		

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas y escorias de naturaleza basáltica Basalto porfídico (cristales grandes)				POTENCIA Coladas 30 cm-1,5 m (tramo masivo) Escorias 20-50 cm	FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno	
ESTRUCTURA	Sucesión continua de coladas y escorias de naturaleza basáltica Buzamiento hacia en norte 20º aproximadamente						
DIQUES	No hay						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10 Coladas	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Los materiales están fracturados En las coladas, prima la disyunción columnar						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4 Coladas	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO	28, 34, 24, 32, 28, 40, 36, 36, 38, 32 (correlación gráfica: 60-80 MPa)					
OBSERVACIONES	En la parte sur del afloramiento hay una discordancia angular con basaltos recientes (Serie III, IGME, 1978) que provienen de la parte superior. En la parte norte la discordancia se presenta con niveles piroclásticos y materiales epiclásticos de relleno, también hay una cueva de varios metros cúbicos						



Foto E-9.1. Afloramiento formado por una sucesión de coladas con escorias basálticas



Foto E-9.2. Discordancia en el extremo sur del afloramiento

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 10		FOTOS: E-10.1 y E-10.2		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe de cabecera de La Orotava. Pista de Los Órganos Cota: 1.450 m aprox					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas y piroclastos basálticos. Diques				POTENCIA 6-7 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)
ESTRUCTURA	Colada sobre piroclastos, ambos afectados por la intrusión de un dique subvertical						
DIQUES	1 dique NE-SW (50)° subvertical buzando 85-90°. 30 cm de potencia fracturado. Contacto dique-encajante: rugoso, ondulado y cerrado En las cercanías de esta estación se realizaron las siguientes observaciones en diques: Densidad de diques: 5 diques en 60 m Los bordes están más fracturados que el centro Dirección, buzamiento, potencia: (1) 45°, x, 60 cm; (2) 40°, x, 2,5 m; (3) 50°, 80°, 1,5 m; (4) 45°, 60°, 1,5 m; (5) 110°, 60, 1 m						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30 Diques	Muy pequeños >30 Colada	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Muy fracturados						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2 Piroclastos	Media (1 Golpe martillo) 3 Colada	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES							



Foto E-10.1. Capa de piroclastos sin continuidad aparente



Foto E-10.2. Dique fracturado de potencia considerable situado a la derecha de los piroclastos



Foto E-10.3. Aspecto de los diques en las cercanías del afloramiento atravesando un macizo intensamente meteorizado

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 11		FOTOS: E-11.1, E-11.2 y E-11.3		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978) 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe de cabecera de La Orotava. Pista de Los Órganos Cota: 1.200 m aprox					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Brechas, piroclastos y aglutinado				POTENCIA Brechas 7-8 m Piroclastos dm		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)
ESTRUCTURA	Niveles continuos concordantes buzando hacia el N 30-40°						
DIQUES	No hay						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES							
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES							



Foto E-11.1. Niveles epiclásticos y piroclásticos concordantes



Foto E-11.2 Detalle del nivel de brechas. Cantos decimétricos en matriz arenosa



Foto E-11.3 Vista del nivel de brechas

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS	ESTACIÓN: 12	FOTOS: E-12.1, E-12.2 y E-12.3	HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)
FECHA: Febrero 2006	LOCALIZACIÓN: Escarpe de cabecera de La Orotava. Pista de Los Órganos Cota: 1.150 m aprx.		

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Macizo basáltico completamente meteorizado intruido por diques				POTENCIA	FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)	
ESTRUCTURA	El encajante no se ve, solo son visibles los diques						
DIQUES	Densidad de diques: 6 diques en 50 m Potencias 50 cm- 1,5 m Direcciones dominantes: 40-45º y 120º Buzamientos subverticales: 60-85º						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30 Diques	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Diques antiguos, resistentes y muy fracturados						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES							



Foto E-12.1. Aspecto de un dique fracturado que ha resistido la meteorización



Foto E-12.2. Vista de la roca encajante completamente meteorizada, se aprecia un dique en la parte superior



Foto E-12.3. Detalle de los bloques fracturados de un dique

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 13		FOTOS: E-13.1 y E-13.2		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe de cabecera de Güimar. Carretera Dorsal TF-24, km 22 Cota: 1.700 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas basálticas con muchos cristales				POTENCIA Coladas métricas Afloramiento 7 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)
ESTRUCTURA	Alternancia de basaltos alterados con escorias muy finas, imperceptibles en algunas zonas Aspecto masivo y sin estructura						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Las fracturas vericalizadas continuas en todo el afloramiento, no son de enfriamiento de coladas. También hay fracturas horizontales de escasa continuidad Se distinguen planos de fracturación verticalizados (55-85°) principales con predominio de 2 familias de direcciones: familia N-S (340-20°) y familia E-W (100-135°)						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Espaciado entre fracturas 1 m. Onduladas y rugosas						



Foto E-13.1. Vista del afloramiento de basaltos alterados y fracturados

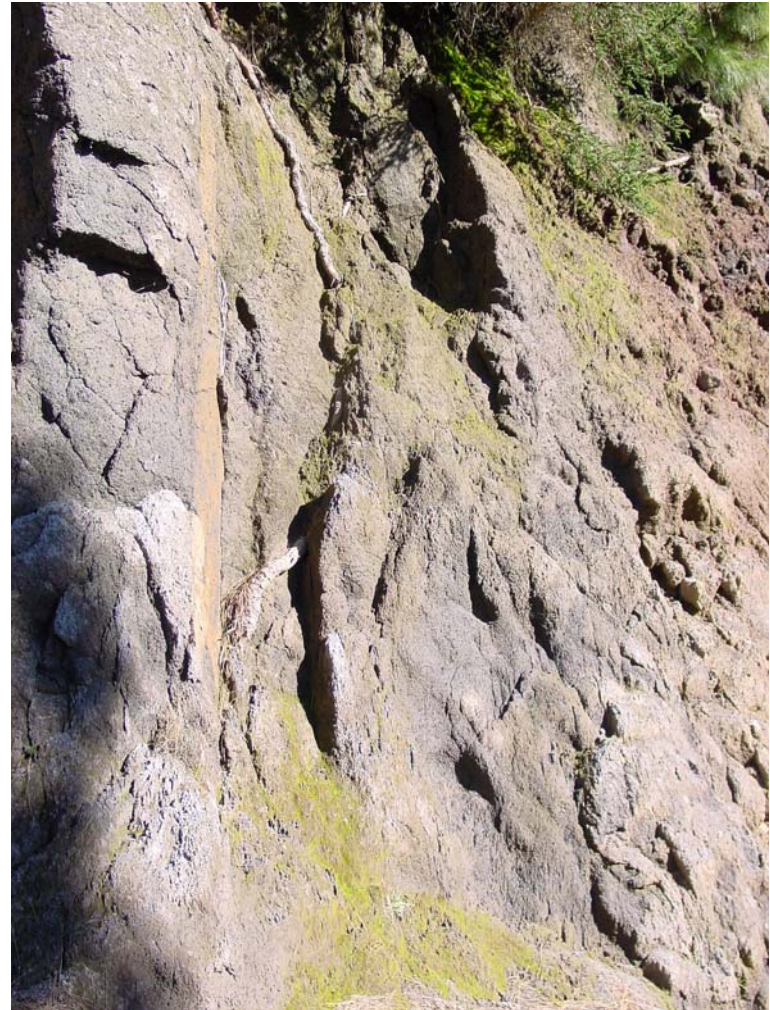


Foto E-13.2. Detalle de los basaltos alterados (ventana 5 x 2 m)

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 14		FOTOS: E-14.1 y E-14.2		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978) 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Escarpe de cabecera de Güímar. Carretera Dorsal TF-24, km 25 Cota: 1.800 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas basálticas con disyunción esferoidal sin escorias				POTENCIA 14 m afloramiento		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)
ESTRUCTURA	Coladas masivas fracturadas						
DIQUES	No hay						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturas verticalizadas (80°). Espaciado métrico. Muy continuas. Discontinuidades onduladas lisas. Apertura con relleno de la misma roca Dirección de la fracturación 130-160° También existen otras familias de fracturas horizontales e inclinadas (45 y 20°)						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO	38, 30, 40, 44, 36, 50, 46, 40, 48, 40, 42 (correlación gráfica 100-140 MPa)					
OBSERVACIONES	Observar las discontinuidades en la foto						



Foto E-14.1. Aspecto de las coladas basálticas fracturadas con disyunción esferoidal

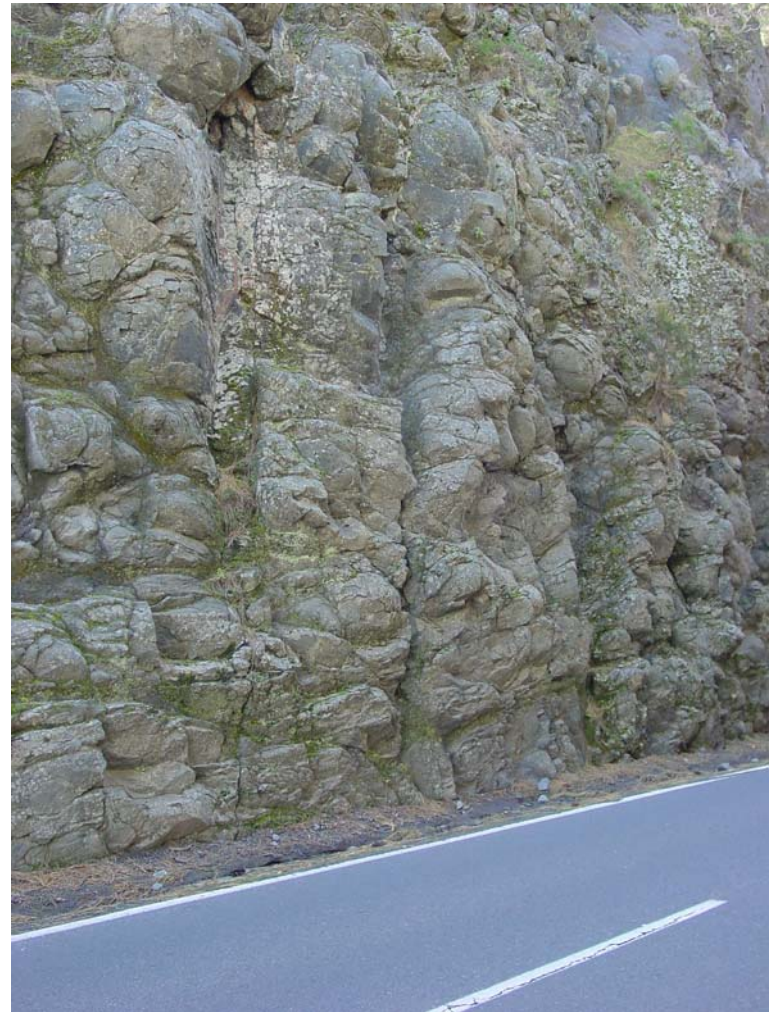


Foto E-14.2. Vista del afloramiento de coladas basálticas con disyunción esferoidal en la que destaca una familia principal de fracturas subverticales

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 15		FOTOS: E-15.1, E1-5.2, E-15.3 y E-15.4		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Carretera Dorsal TF-24, km 28,5 Cota: 1.950 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Coladas de basaltos con escorias en la parte este del afloramiento (50 m) Piroclastos, pitón máfico y diques en la parte oeste del afloramiento				POTENCIA Coladas 1 m (tramo masivo) Escorias 0,5 m Piroclastos 2-4 m Pitón 6 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978)
ESTRUCTURA	En la primera parte del afloramiento sucesión horizontal de coladas (1 m) con escorias (0,5) continuas. Estas están en discordancia con las coladas escoriáceas que se encuentran por debajo buzando 20º en sentido NE, a su derecha (W) afloran un pitón máfico y, continuando hacia el oeste, diversas capas de piroclastos que se alternan. Todo ello intruido por diques						
DIQUES	Densidad de diques: 1 por 10 m, potencia métrica, buzamiento 20-40º Pitón 6 m de potencia Contactos diques/roca encajante muy irregulares y ondulados Los diques buzaban hacia el E						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Bloques decimétricos en coladas						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Posiblemente el pitón constituya un conducto de alimentación magmática que forma parte de un edificio volcánico de la dorsal (evidencias diques y buzamientos Asomados al escarpe (se ve el valle de La Orotava) también se ven diques dirección 40º aproximadamente						



Foto E-15.1. Sucesión de coladas con escorias discordantes con el resto (este del afloramiento)



Foto E-15.3. Vista de pitón fonolítico y los diques



Foto E-15.2. Aspecto general del afloramiento (hacia el oeste)



Foto E-15.4. Alternancia de capas de piroclastos y diques (extremo oeste del afloramiento)

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 16		FOTOS: E-16.1 y E-16.2		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Pista del Cho-Marcial que sale de la carretera Dorsal TF-24, km 30 Cota: 1.850 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos porfídicos. Diques No hay niveles de escorias representativos				POTENCIA Afloramiento (decena de m)		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Aspecto masivo muy fracturado. Diques						
DIQUES	Diques verticalizados. Potencia de más de 1 m. Familia N-S Se ven diques de la familia E-W en los dos flancos						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Decimétrico-centimétrico						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Este afloramiento se localiza en el interior de la calderita de estratovolcán Cho-Marcial Los basaltos presentan un alto contenido en cristales, en algunas zonas aumenta la presencia de vacuolas, se pueden distinguir superficies cordadas						



Foto E-16.1. Detalle de la intensa fracturación del macizo



Foto E-16.2. Aspecto general del macizo, a la derecha se distingue un dique fracturado y alterado

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 17		FOTOS: E-17.1 y E-17.2		HOJA/PLANO: 1104-IV (IGME, 1978) 1088-III/IV (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Camino por el acantilado cercano al Barranco de la Plaza, La Quinta, Santa Úrsula Cota: 80 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos porfíricos con olivino y augita				POTENCIA 4-5 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Colada basáltica que aflora a lo largo de todo el acantilado						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Tamaño bloques 10 cm a 2 m, métricos y centimétricos. Algunas discontinuidades con apertura						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		30, 26, 42, 34, 32, 30, 22, 28, 26, 30 (correlación gráfica: 55-65 MPa)				
OBSERVACIONES							



Foto E-17.1. Aspecto de la colada basáltica



Foto E-17.2. Detalle de la apertura de determinadas discontinuidades del macizo

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 18		FOTOS: E-18.1		HOJA/PLANO: 1104-IV (IGME, 1978) 1088-III/IV (IGN)	
FECHA: Febrero 2006		LOCALIZACIÓN: Camino por el acantilado cercano al Barranco de la Plaza, La Quinta, Santa Úrsula Cota: 90 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos olivinico-augíticos				POTENCIA Colada 6 m (tramo masivo) Escoria de base 1 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Colada continúa con escoria en la base. Disyunción columnar muy marcada						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Discontinuidades onduladas, lisas. Varias familias de discontinuidades verticales con continuidad de afloramiento y espaciado decimétrico. Discontinuidad horizontal a 1/3 de la base						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada (en las juntas)	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		40, 52, 52, 38, 38, 48, 48, 40, 40, 40, 42, 42 (correlación gráfica: 110-150 MPa)				
OBSERVACIONES							



Foto E-18.1. Aspecto de la disyunción vertical de la colada basáltica, destacan varias familias de discontinuidades verticales y una horizontal a 1/3 de la base

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS	ESTACIÓN: 19	FOTOS: E-19.1	HOJA/PLANO: 1104-IV (IGME, 1978), 1088-III/IV (IGN)
FECHA: Marzo 2006	LOCALIZACIÓN: Camino por el acantilado cercano al Barranco de la Plaza, La Quinta, Santa Úrsula Cota: 100 m aprox.		

DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos vacuolar con olivino y augita				POTENCIA Colada 2-1,5 m (tramo masivo) Escoria 0,5 m	FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno	
ESTRUCTURA	Coladas con escorias, horizontales y continuas, tipo aa						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Disyunción columnar de lado a lado de la parte masiva, espaciado vertical 40-50 cm						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		40, 38, 40, 32, 50, 40, 43, 34 (correlación gráfica: 85-150 MPa)				
OBSERVACIONES							



E-19.1. Aspecto de la colada basáltica vacuolar y sus discontinuidades

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 20		FOTOS: E-20.1		HOJA/PLANO: 1104-IV (IGME, 1978), 1088-III/IV (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Camino por el acantilado cercano al Barranco de la Plaza, La Quinta, Santa Úrsula Cota: 110 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos afaníticos				POTENCIA Colada 5-7 m (tramo masivo) Escoria de techo 70 cm, escoria de base 50 cm		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Colada continua horizontal						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación irregular. Se distinguen 3 familias una inclinada, una vertical y otra horizontal. Espaciado de la familia vertical 60 cm, horizontal 1-2 m						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		50, 52, 42, 40, 45, 46, 58, 48, 42 (correlación gráfica: 120-170 MPa)				
OBSERVACIONES							



Foto E-20.1 Macizo rocoso basáltico con fracturación irregular

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 21		FOTOS: E-21.1		HOJA/PLANO: 1104-IV (IGME, 1978), 1088-III/IV (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Camino por el acantilado cercano al Barranco de la Plaza, La Quinta, Santa Úrsula Cota: 140 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Fonolitas				POTENCIA 40-50 m		FORMACIÓN Y EDAD Serie II (IGME, 1978) Pleistoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Colada horizontal continua masiva						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación irregular. Discontinuidad oblicua no muy continua 4-5 m, espaciado 2 m. Discontinuidad vertical con continuidad de afloramiento, espaciado 7 m						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		48, 42, 44, 44, 38, 40, 42 (correlación gráfica: 85-120 MPa)				
OBSERVACIONES	Es el nivel superior de la secuencia pre-deslizamiento de La Orotava y relleno de Sta. Úrsula						



E-21.1. Aspecto de la potente colada fonolítica masiva poco fracturada

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 22		FOTOS: E-22.1		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)		
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Macizo de Tigaiga Cota: 1.180 m aprox.						
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA		Basalto vacuolar			POTENCIA Colada 30 cm a 2 m (tramo masivo) Escorias 30 cm a 1 m		FORMACIÓN Y EDAD Plesitoceno Inferior	
ESTRUCTURA		Sucesiones de coladas con escorias en proporciones semejantes. Buzando suavemente (8º) hacia el norte						
DIQUES		No hay diques						
FRACTURACIÓN		BLOQUES Jv Juntas/m³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES		Fracturación irregular. Predominan las discontinuidades verticales, por lo menos hay dos familias, espaciado 20-40 cm. También hay discontinuidades horizontales en las partes más gruesas de las coladas						
GRADOS DE METEORIZACIÓN		I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA		Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA		Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
		RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		34, 38, 42, 36, 20, 22, 24 (correlación gráfica: 55-75 MPa)				
OBSERVACIONES		Las variaciones en la resistencia se producen en función de la cantidad de vacuolas Se observan algunas superficies cordadas						



Foto E-22.1. Aspecto las coladas basálticas, alternando tramos masivos y tramos de escorias

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 23		FOTOS: E-23.1, E23.2 y E-23.3		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Macizo de Tigaiga Cota: 1.160 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Fonolita				POTENCIA Colada 8-7 m (tramo masivo) Escoria 0,5 m		FORMACIÓN Y EDAD Plesitoceno Inferior
ESTRUCTURA	Colada subhorizontal continua con base escoriácea que se acopla al terreno. Estructura de flujo. Buza hacia el norte de 10-12°						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación irregular. Las discontinuidades verticales, de enfriamiento, tienen la continuidad de la colada y espaciado de 20-40 cm. Las horizontales son irregulares, probablemente según la dirección de flujo. Discontinuidades onduladas lisas.						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		48, 56, 40, 42, 30, 40, 44, 42, 52, 56, 48, 44, 49 (correlación gráfica: 140-180 MPa)				
OBSERVACIONES	En la base afloran piroclastos						



Foto E-23.1. Vista del afloramiento de coladas de fonolitas



Foto E-23.3. Aspecto de la fracturación de las coladas fonolíticas



Foto E-23.2. Detalle del punto de la toma de medidas con el Martillo de Schmidt

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 24		FOTOS: E-24.1 y E-24.2		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978), 1092-I (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Macizo de Tiagiga Cota: 1.140 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Fonolítica, traquibasáltica				POTENCIA Coladas 3-4 m (tramo masivo) Escorias 2-3 m (Proporción 60%-40%)		FORMACIÓN Y EDAD Plesitoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Alternancia de coladas con escorias subhorizontales y continuas						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación irregular. Las discontinuidades verticales son continuas, lisas y muy onduladas, espaciado 30-40 cm						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo (las escorias)		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO						
OBSERVACIONES	Las escorias están cementadas y algo meteorizadas						



Foto E-24.1. Aspecto de las coladas traquibasálticas

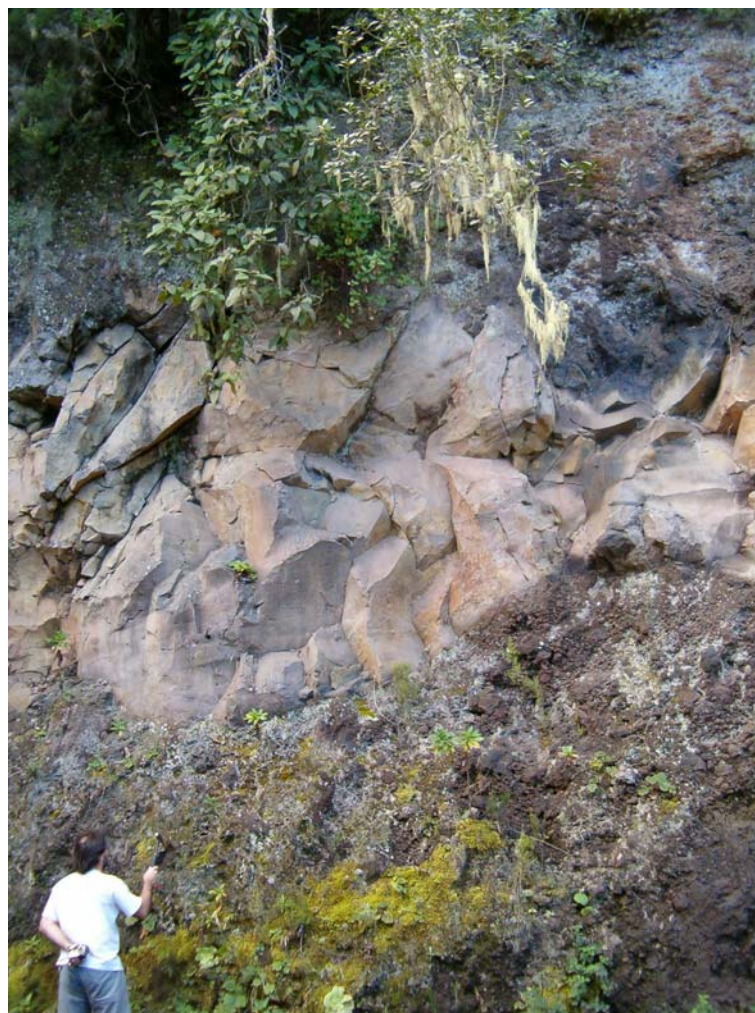


Foto E-24.2. Vista de las coladas fonolíticas con escorias

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 25		FOTOS: E-25.1, E-25.2 y e-25.3		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978) 1092-I (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Macizo de Tigaiga Cota: 1.140 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Fonolitas				POTENCIA Más de 3 m		FORMACIÓN Y EDAD Plesitoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Colada continua subhorizontal						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación radial. Discontinuidades de tipo textural muy marcadas. Bloques irregulares de 2 cm a 60 cm de lado						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada (las juntas)	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		50, 48, 44, 42, 51, 30, 22 (correlación gráfica: 100-140 MPa)				
OBSERVACIONES	La resistencia está marcada por la fracturación del macizo						



Foto E-25.1. Aspecto de la fracturación radial de la colada fonolítica



Foto E-25.2. Vista del afloramiento de fonolitas



Foto E-25.3. Detalle de la intensa fracturación y del tamaño de los bloques de la colada fonolítica

CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS		ESTACIÓN: 26		FOTOS: E-26.1, E-26.2, E-26.3 y E-26.4		HOJA/PLANO: 1104-III (IGME, 1978) 1092-I (IGN)	
FECHA: Marzo 2006		LOCALIZACIÓN: Macizo de Tiagiga Cota: 1.180 m aprox.					
DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA	Basaltos vacuolares				POTENCIA 1 m o inferiores		FORMACIÓN Y EDAD Plesitoceno Inferior-Plioceno
ESTRUCTURA	Coladas pahoehoe subhorizontales con escorias. Buzando 10-12 ° hacia el N						
DIQUES	No hay diques						
FRACTURACIÓN	BLOQUES Jv Juntas/m ³	Muy Grandes < 1	Grandes 1-3	Medios 3-10	Pequeños 10-30	Muy pequeños >30	Muy brechificado > 60
TAMAÑO Y FORMA DE LOS BLOQUES	Fracturación irregular. Familias verticales y horizontales. Bloques de 30 cm a 2 m de lado. Las discontinuidades no tienen continuidad						
GRADOS DE METEORIZACIÓN	I Sana	II Algo meteorizada	III Medianamente meteorizada		IV Muy meteorizada	V Completamente meteorizada	VI Suelo residual
HIDROGEOLOGÍA	Sin presencia de agua	Seco (con señales de agua)	Húmedo		Goteos	Flujo	Caudal estimado:
RESISTENCIA DE MATRIZ ROCOSA	Extr. Blanda (Uña) 0	Muy Blanda (Navaja) 1	Blanda (Punta martillo) 2	Media (1 Golpe martillo) 3	Dura (+ 1 Golpe martillo) 4	Muy Dura (Varios golpes) 5	Extrem. Dura (Sólo raya con martillo) 6
	RESISTENCIA ESCLERÓMETRO		12, 14				
OBSERVACIONES	Se distinguen superficies cordadas Las escorias se mezclan con los paquetes masivos, no hay continuidad						



Foto E-26.1. Vista del afloramiento



Foto E-26.3. Detalle de las superficies cordadas de las coladas basálticas



Foto E-26.2. Sucesiones de coladas basálticas con escorias con potencias inferiores a 1 m



Foto E-26.4. Vista de la intensa fracturación del macizo

VALORACIÓN RMR DE LAS ESTACIONES GEOMECÁNICAS

Estación	Descripción simplificada	1. Resistencia matriz*	2. RQD (%)*	3. Separación diaclasas	4a. Longitud	4b. Abertura	4c. Rugosidad	4d. Relleno	4e. Alteración	5. Agua	RMR
1	Colada basáltica	7	17	10	6	1	1	6	3	7	58
4	Colada basáltica	7	20	20	6	5	5	6	5	4	78
5	Colada basáltica escoriácea	7	13	8	6	1	3	6	3	7	54
6	Colada basáltica con escorias	7	17	10	4	3	1	6	5	10	63
7	Colada basáltica con escorias	7	17	10	4	3	1	6	5	10	63
9	Colada basáltica con escorias	7	17	10	6	3	1	6	5	10	65
13	Colada basáltica alterada	2	6	10	4	3	5	6	3	10	49
14	Colada basáltica (disy. esferoidal)	12	20	10	2	1	3	6	5	10	69
15	Colada basáltica con escorias	7	17	10	6	1	3	6	5	15	70
16	Colada basáltica (interior del cráter)	7	3	8	6	1	3	6	3	10	47
17	Colada basáltica	7	20	15	4	1	3	6	5	15	76
18	Colada basáltica	12	20	15	2	1	1	6	5	15	77
19	Colada basáltica	12	17	15	4	3	1	6	6	15	79
20	Colada basáltica	12	20	15	2	3	3	6	6	15	82
21	Colada fonolítica	12	20	15	2	3	3	6	6	15	82
22	Colada basáltica con escorias (alt.)	7	17	10	4	3	1	6	6	15	69
23	Colada fonolítica	12	17	15	4	3	1	6	6	15	79
24	Colada fonolítica (traquibasált.)	12	20	15	4	3	1	6	6	7	74
25	Colada fonolítica (disy. radial)	12	3	8	6	3	1	6	6	15	60
26	Colada basáltica escoriácea	7	3	8	6	3	3	6	5	15	56
Media		8,8	15,2	11,9	4,4	2,4	2,2	6,0	5,0	11,8	67,5

*La resistencia de la matriz rocosa de las coladas ha sido determinada mediante los índices de campo y los valores obtenidos con el martillo de Schmidt

**El cálculo del RQD se ha realizado en función del Jv (número total de discontinuidades por metro cúbico) según la expresión: $RQD=115-3,3Jv$

ANEXO II
FICHAS DE LAS GALERÍAS

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA CUEVA DE LAS COLMENAS (VALLE DE GÜÍMAR)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Cueva de las Colmenas)
De 3.025 a 2.900 m	
3.025 m	Coladas basálticas alteradas muy fracturadas con estrías Fracturación secundaria muy intensa
3.000 m	Fractura abierta con estrías (Foto cc01)
2.970 m	Varios diques, direcciones perpendiculares a la galería
2.950 m	Colada masiva fracturada y alterada
3.000-2.950 m	5 diques
2.950-2.900 m	3 diques
2.900 m	Coladas masivas alteradas y muy compactadas (no se aprecia su estructura ni se distinguen las escorias)
De 2.900 a 2.800 m	
2.890 m	Fractura mecánica con estructuras sigmoidales, dique alterado intruyendo a favor de la discontinuidad (Foto cc02)
2.880 m	Fractura mecánica subvertical y dique 50 cm
2.870-2.860 m	2 diques. Cerchas en coladas vacuolares fracturadas y alteradas. Presencia de arcilla en los tramos más alterados
2.855 m	Dique fracturado y alterado, arcilla en el contacto
2.850 m	Dique horizontal (Foto cc03)
2.830-28.00 m	Numerosos diques fracturados, casi sin encajante
De 2.800 a 2.700 m	
2.800-2.750 m	2 diques en 10 m, potencias de 1 m 1 dique 3 m de potencia 2 diques 0,5 m de potencia
2.748 m	Fractura vertical buzando suavemente hacia bocamina
2.740 m	Fractura importante en colada alterada con goteo de agua
2.730 m	Dique, 8 m potencia
2.710 m	Dique, 40 cm potencia Tramo fracturado
De 2.700 a 2.600 m	
2.700 m	Dique 20 cm en colada fracturada y alterada
2.690 m	Dique tumbado 2 m potencia, 15° buz
2.683 m	Dique subhorizontal, 3 m de potencia. Por debajo colada fracturada y alterada Surgencia de agua
2.657 m	Fractura de 50 cm de ancho con relleno (Foto cc04)
2.650 m	Dique, 40 cm de potencia, caída de agua
2.643 m	Dique alterado, 1 m de potencia
2.640 m	Dique alterado, 2 m de potencia
2.635 m	Fractura abierta con goteo de agua
2.630 m	Dique alterado, 40 cm fracturado
2.620 m	Dique alterado, 40 cm de potencia
2.619 m	Dique 60 cm de potencia
2.615 m	Fractura importante con surgencia de agua
2.610 m	Niveles de piroclastos sálicos de potencias métricas (Foto cc05) Coladas aletadas con aspecto escoriáceo
2.605 m	Cerchas revistiendo la galería en un tramo inestable en el que afloran piroclastos y coladas materiales intensamente alterados (Foto cc06)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Cueva de las Colmenas)
De 2.600 a 2.500 m	
	Coladas muy alteradas
2.595 m	Dique, 50 cm de potencia
2.593-2.580 m	Dique, 13 m de potencia. Fracturado. En el último metro mucho agua
2.576 m	Dique, 1 m de potencia
2.550 m	Dique alterado fracturado con chorro de agua
2.547 m	Dique, 50 cm potencia
2.545 m	Niveles de piroclastos sálcos de potencias métricas (Foto cc07)
2.543 m	Fractura subhorizontal. Buza 20° bocamina (<i>sill</i>)
2.540 m	Dique 60 cm de potencia
2.537 m	Fractura
2.536 m	Dique alterado 2 m. Fracturado. Oblicuo al trazado de la galería N70°E
2.530 m	Dique oblicuo, muy fracturado. Encajante colada
2.527 m	Dique. Zona con numerosas fracturas 2 m antes del dique
2.520 m	Dique, 0,5 m de potencia
De 2.500 a 2.400 m	
	Colada masiva fracturada en bloques grandes (>1 m ³)
2.500 m	Dique subvertical alterado
2.495 m	Dique, 1 m de potencia
	Tramo menos masivo, más alterado con aspecto escoriáceo
2.490 m	Dique 50 cm viejo. Coladas alteradas
2.480 m	Dique, 1 m alterado y fracturado
	Aumenta la fracturación en la colada
2.470-2.430 m	Cerchas debido a la intensa fracturación del tramo
2.425 m	Dique, 1,5 m de potencia
2.410 m	Dique 3 m de potencia muy inclinado, buzando 30°, encajante con grano de millo
De 2.400 a 2.300 m	
2.400–2.385 m	Rocas muy alteradas y fracturadas próximas al contacto con el “mortalón” (Foto cc08)
	2 diques. Uno de ellos antiguo fracturado y alterado (bloques centimétricos) buza hacia el frente, dirección N80°E, descarga de agua asociada a una fractura
	En contacto con el último dique se haya el “mortalón” (discordancia) (Foto cc09)
2.385 m	Muro del “mortalón”. Buzamiento (aparente) unos 15° hacia bocamina (Fotos cc10, cc11, cc12)
De 2.300 a 2.200 m	
2.300 m	Toma de muestra de la matriz del “mortalón” (G-1)
2.200 m	Techo del “mortalón” concordante con los materiales suprayacentes
De 2.200 a 1.000 m	
2.190 m	Toma de muestra de lava sobre el “mortalón” para datar
	Coladas basálticas con escorias compactadas
De 1.000 a bocamina	
	Coladas basálticas con escorias
840-670 m	Piedemonte
	Coladas con escorias sueltas. Nivel de piroclastos de 3 m de potencia buzando 15° hacia bocamina a los 270 m

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA CUEVA DE LAS COLMENAS

(Distancia a bocamina)



Foto cc01. Fractura abierta con estrías (fotografía tomada hacia arriba) (3.000 m)



Foto cc02. Dique alterado asociado a una fractura (2.890 m)



Foto cc03. Detalle de la pared de un dique sub-horizontal (2.850 m)



Foto cc04. Relleno de una fractura formado por materiales arcillosos (2.657 m)



Foto cc05. Nivel de piroclastos (2.610 m)



Foto cc06. Cerchas en niveles de coladas y piroclastos muy alterados (2.605 m)



Foto cc07. Niveles de piroclastos sálicos de varios metros de potencia (2.545 m)



Foto cc10. Contacto inferior del "mortalón" (fotografía tomada hacia bocamina) (~2.385 m)



Foto cc08. Rocas intensamente fracturadas y alteradas próximas al contacto con el "mortalón" (~2.390 m)



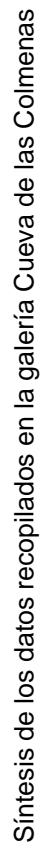
Foto cc11. Contacto inferior del "mortalón" (fotografía tomada hacia el frente) (~2.380 m)



Foto cc09. Contacto dique-"mortalón". Presencia de agua asociada a una fractura (2.385 m)



Foto cc12. Detalle del contacto inferior del "mortalón" (~2.370 m)



OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA EL ADERNO (VALLE DE GÜÍMAR)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería El Aderno)
De 1.470 a 1.400 m	
	Debido a la presencia de gases y al mal estado de la galería no fue posible profundizar más
1.470 m	"Mortalón" (Foto a01)
1.425 m	Dique de 50 cm de potencia, dirección 175° en "mortalón" (Foto a02)
1.420	"Mortalón", formado por una matriz arcillosa que engloba bloques de distinta composición, y diversos tamaños (Foto a03). En este tramo el diámetro máximo de los bloques es de 1 m (Foto a04)
1.410 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (G-2)
1.405 m	Dique completamente alterado, 60 cm de potencia. Dirección 64°, vertical (Foto a05)
De 1.400 a 1.300 m	
	Derrumbes en las paredes de la galería
1.400 m	Dique dirección 85°, 1 m de potencia (Foto a06). Continúan los derrumbes
1.398	Megabloque muy fracturado a lo largo de 31 m (Foto a07)
1.367 m	Continúa "mortalón" (Fotos a08 y 09)
1.350 m	Dique, 5 m de potencia, dirección 30°, fracturado
1.310 m	Dique, 5 m de potencia, dirección 20°
De 1.300 a 1.200 m	
1.290 m	Dique, 3 m de potencia, 50° de dirección Diámetro máximo de los bloques angulosos que engloba el "mortalón": 2 m
1.240 m	Dique, 1,5 m de potencia, dirección 45°, mayor fracturación en los bordes
1.225 m	Dique, 40 cm de potencia, dirección N-S, buzando 40° hacia el este (Foto a10)
1.223 m	Dique fracturado vertical, 20 cm de potencia, dirección 50°
1.220 m	Techo de "mortalón". En la parte superior aflora una colada porosa y muy alterada y permeable. El contacto buza hacia bocamina (Foto a11). Goteo a lo largo del tramo
De 1.200 a 1.100 m	
1.190 m	Techo del basalto poroso
1.170 m	Contacto colada con escoria. Cuevas en los tramos de escorias
De 1.100 a 1.000 m	
1.100 m	Contacto lavas-escorias
1.090 m	Dique muy fracturado. Dirección 50° Lavas escoriáceas con fracturación propia, aspecto grumoso
De 1.000 a 900 m	
	Alternancia de lavas con escorias
990 m	Dique, de 50 cm de potencia
980 m	Dique de 1,5 m de potencia, dirección 60°
910 m	La presencia de escorias aumenta (Foto a12)
De 900 a bocamina	
	Coladas con escorias. Disminuye la compactación con la proximidad a bocamina
610 m	Colada con grano de millo
300 m	Colada masiva a lo largo de 20 metros a los 300 m Cavernas e irregularidades de hasta 6 m de altura en el techo de la galería en los tramos de escorias

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA EL ADERNO

(Distancia a bocamina)



Foto a01. Vista de "mortalón" en el techo de la galería (ventana 2,5 m ancho) (1.470 m)



Foto a04. Bloque de más de un metro de diámetro en "mortalón" (~1.414 m)



Foto a02. Detalle de la fracturación de un dique que atraviesa "mortalón" (1.425 m)



Foto a05. Dique muy alterado en "mortalón" (1.405 m)



Foto a03. Aspecto del "mortalón" en la pared de la galería (~1.418 m)

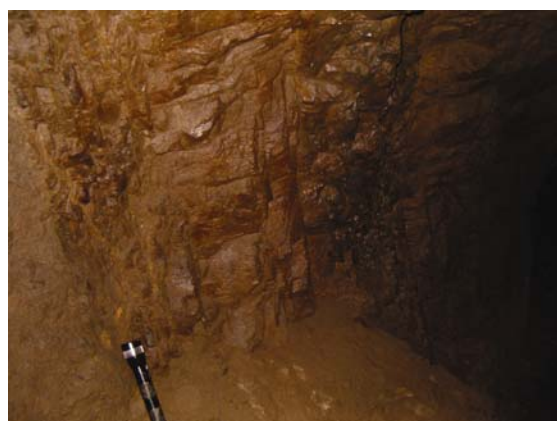


Foto a06. Dique alterado atravesando "mortalón" (1.400 m)

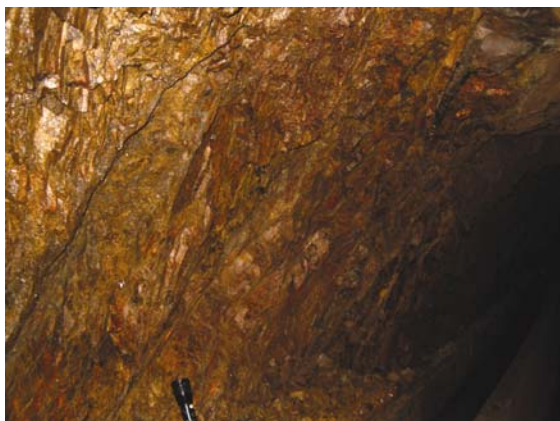


Foto a07. Megabloque intensamente fracturado que aflora a lo largo de 31 m en "mortalón" (~1.398 m)



Foto a10. Dique atravesando "mortalón" (1.225 m)

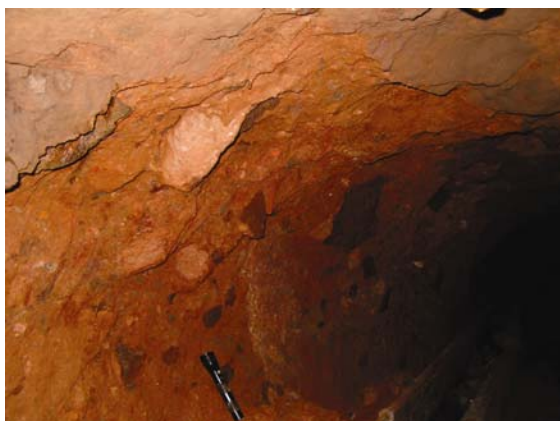


Foto a08. Aspecto del "mortalón" (~1.360 m)



Foto a11. Techo del "mortalón" sobre el que se encuentra una lava porosa y permeable (foto hacia el frente de la galería) (1.220 m)

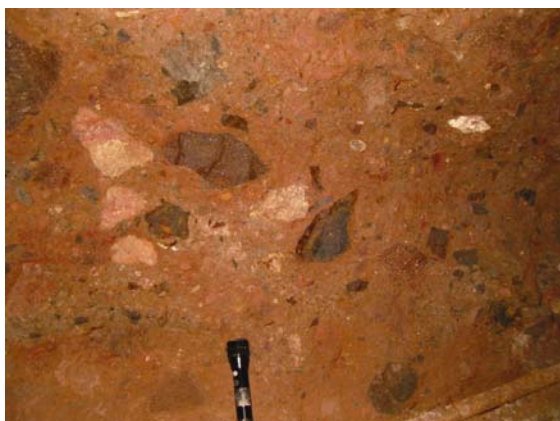


Foto a09. Cantos de composición diversa englobados en "mortalón" (~1.355 m)

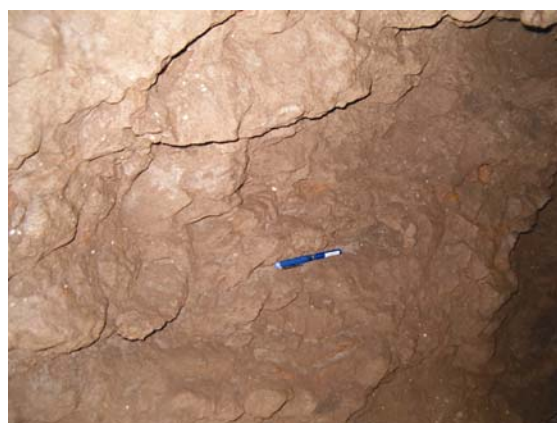


Foto a12. Aspecto de las escorias (910 m)



Síntesis de los datos recopilados en la galería El Aderno

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA EL DRAGO (VALLE DE GÜÍMAR)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería el Drago)
De 3.040 a 3.000 m	
	Coladas muy alteradas con alteración hidrotermal (Foto d01)
3.035 m	Fractura abierta dirección 40°, buzamiento 65°N. Circulación de agua a favor de la fractura y precipitación de minerales por alteración hidrotermal
3.025 m	Dique fracturado, 20 cm potencia, dirección 35°, buzamiento 73°N
3.020 m	Dique, 3 m potencia, dirección 40°, vertical
De 3.000 a 2.900 m	
3.000 m	Dique de 40 cm de potencia, dirección 60°, vertical, con presencia de agua y alteración hidrotermal (Foto d02)
	Encajante coladas alteradas con aspecto escoriáceo
2.970 m	Fractura vertical abierta (2 cm) con presencia de agua, dirección N25E
2.968 m	Dique 1,20 m. Fractura abierta antes y después del dique, dirección 70°. Descargas de agua a favor de las fracturas (Foto d03)
2.960 m	Dique fracturado, 1,5 m de potencia, dirección 40°
	El encajante está muy fracturado y alterado
2.920 m	Fractura y dique de 1 m de potencia. Fractura antes y después del dique. Importante descarga de agua. Dirección 42° vertical. Fracturación intensa en el encajante
2.910 m	Dique 1 m de potencia (dividido en dos). Dirección 5°. El encajante está fracturado
2.905 m	Dique, 40 cm de potencia, dirección 5°
De 2.900 a 2.800 m	
2.900 m	Fractura importante, dirección 60°, buzamiento 65-70° hacia bocamina. Estrías. El encajante se ha caído. Apertura decimétrica. Gran caudal de agua (Foto d04)
2.888 m	Dique, 30 cm de potencia. Mucha agua. Fractura abierta, dirección 45°
2.880 m	Fractura vertical, dirección 40°. El encajante lo forman coladas alteradas y fracturadas, se ha desprendido parte de los materiales localizados en la zona superior. Zona afectada por la fractura 60 cm (Foto d05)
2.850 m	Dique, 20 cm de potencia, dirección 65°
2.840 m	El encajante los siguen formando coladas alteradas semejantes a las anteriores
De 2.800 a 2.700 m	
2.800 m	Fractura importante con chorreo de agua, dirección 40°
	Zona de fracturación en encajante con surgencia de agua
2.750 m	Dique, 60 cm de potencia, con fractura antes y después. Mucha agua
	Zona de fracturación. Dirección de fracturación 50°. Galería reforzada con barras (Foto d06)
2.745 m	Zona de fracturación con 3 diques entre medias, 2 m potencia total. Mucha agua
2.742 m	Fin del sostenimiento. Fractura en el encajante, dirección 75°. Presencia de agua asociada a la fractura
2.740 m	Zona de fracturación importante con planos de fracturación y estrías a lo largo de 12 metros. Dirección 50°
2.720 m	Dique al terminar la zona de fracturación. El encajante los forman coladas alteradas sin estructura visible
2.710 m	Dique con surgencia de agua 50 cm
De 2.700 a 2.600 m	
	Coladas
2.690 m	Dique 10 cm, con agua
	Colada masiva y plano de rotura importante
2.670 m	Falla (labio hundido hacia bocamina), dirección 65°. Brecha de falla (Foto d07)
	Zona de fracturación 5 m
	Zona intensamente fracturada con estrías y espejos de falla (Foto d08)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería el Drago)
2.660 m	Contacto mecánico vertical con el "mortalón" (posible plano del deslizamiento de Güímar). El contacto buza ligeramente hacia el frente (Fotos d09, d10, d11, d12) Muestras de la matriz de "mortalón" (a 2.650 y 2.655 m, G4a y 4b, respectivamente) "Mortalón" con matriz limosa, bloques muy angulosos de diversos tamaños (cm-dm). Alto porcentaje de clastos (Fotos d13, d14)
De 2.600 a 2.500 m	
2.600 m	Continúa el "mortalón" Intrusión basáltica sin continuidad aparente con forma sigmoidal (Foto d15)
2.600-2.580 m	3 diques en "mortalón": 1) 1 m de potencia, dirección 70°; 2) 40 cm de potencia, 80°; 3) 2 m de potencia, 65°
2.575 m	Dique 40 cm de potencia (Foto d16)
2.570 m	Fractura en el "mortalón" con surgencia de agua
2.565-2.570 m	Zona de fracturación
2.565 m	Dique fracturado y alterado, 50 cm de potencia, dirección 70° Continúa el "mortalón". Bloques muy angulosos. Destaca el porcentaje de bloques sobre la matriz (Foto d17)
2.550 m	Varios planos de fracturación con estrías en "mortalón"
De 2.500 a 2.400 m	
	Continúa el "mortalón"
De 2.400 a 2.300	
2.390 m	Dique con presencia de agua en "mortalón", 50 cm de potencia. Dirección 50°. Las fracturas de influencia comenzaban a observarse 5 m antes de la intrusión
De 2.300 a 2.200 m	
2.295 m	Techo del "mortalón", en contacto con una lava situada en la parte superior. Dirección del contacto N40W, buzamiento 20° hacia el SE (Fotos d18 y d19)
2.294 m	Muestra de lava sobre "mortalón"
2.275 m	Fracturas en las lavas que están sobre el "mortalón" Colada masiva, relativamente fresca, bloques <1 m ³ , con relleno arcilloso. Dirección 40°, buzamiento 65° hacia el NW. Fractura con goteo.
2.265 m	Fractura con estrías, dirección 40°, buzamiento 85°, 6-7 fracturas por metro
2.260 m	Dique, 1,5 m de potencia, fracturación por enfriamiento, espaciado 5-10 cm (Foto d20). Alteración hidrotermal en el contacto debido al agua (Foto d21).
2.255 m	Fractura con agua
2.250 m	Dique, 60 cm de potencia, dirección 55°
2.245 m	Fractura. La colada está llena de fracturas, hay goteo a lo largo de 40 m
2.220 m	Dique fracturado, 60 cm de potencia, goteo Colada con escorias buzando a bocamina 30°
De 2.200 a 2.100 m	
2.195 m	Dique, dirección 75°, 1 m de potencia Aumento de la fracturación. Brechas de falla. Matriz intensamente fracturada (machacada). Fragmentos centimétricos (2-10 cm). 7 planos con estrías en 2 m. Dirección de fracturación 60°
2.180 m	2 diques 30 cm de potencia (Foto d22) Lava masiva con muchas discontinuidades, bloques angulosos
2.175 m	Fractura importante con relleno y estrías. Dirección 65°. Zona de fracturación de 3 m
2.173 m	Dique de 40 cm de potencia
2.160 m	Fractura con banda de cizalla de 30 cm de roca machacada. Dirección 65°
2.155 m	Plano de fracturación. Zona triturada de 10 cm. Dirección 20°, buzamiento 65° (Foto d23)
2.145 m	Fractura 50°, buzamiento 80 hacia el NW

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería el Drago)
De 2.100 a 2.000 m	
2.090 m	Dique de poca potencia (5 cm) Continúan las coladas fracturadas
2.080 m	Fractura importante, bloque hundido hacia bocamina
2.010 m	Dique, 1 m, bastante sano, dirección 55°
De 2.000 a 1.900 m	
2.000 m	Fractura, zona de fracturación de 1 m, dirección 65°
1.930 m	Contacto con el "mortalón" tras la zona de fracturación, el contacto buza 70° hacia bocamina
1.920 m	Muestra de la matriz de "mortalón" (G-3)
De 1.900 a 1.800 m	
1.900 m	Continúa el "mortalón" (Fotos d24, d25)
1.890 m	Dique fracturado en el "mortalón", 1 m de potencia, Dirección 70°
1.885 m	Dique, 4 m de potencia con bastante agua
De 1.800 a 1.700 m	
1.800 m	Continúa el "mortalón" (Foto d26) la matriz es más arcillosa (Más de 30 cm de agua en los pies) Entibado con bóvedas de hormigón de 10 cm alternando con cerchas metálicas. Las cerchas están combadas. Este sostenimiento se sitúa en una importante zona inestable de "mortalón" (Foto d27)
1.760 m	Fractura con dirección 50°
1.750 m	Fractura con dirección 35°, buzando 50 hacia el SE
1.749 m	Fractura con dirección 35°, buzando 50 hacia el SE
1.725 m	Dique, 50 cm de potencia De nuevo alternan cerchas de acero y bóveda de hormigón
1.710 m	Dique, 1 m de potencia, entre dos tramos de cerchas
De 1.700 a 1.600 m	
1.695 m	Se sale de las cerchas en "mortalón" (Foto d28)
1.680 m	Mega-bloque fracturado (Foto d29)
1.650 m	3 diques en 10 m de "mortalón" (1.650, 1.647, 1.644 m aprox.) (Foto d30)
1.620 m	Matriz arcillosa, fango en los pies. Cerchas Dique
De 1.600 a 1.500 m	
1.600 m	Salida de las cerchas "Mortalón" y de nuevo cerchas
1.555 m	Dique inclinado 20 cm de potencia. Aflora en un tramo entre cerchas (Foto d31)
1.530 m	Bloque de 3 m de diámetro sin cubrir
1.525 m	Dique de 30 cm
1.520 m	Mega-bloque en el "mortalón" (Foto d32)
De 1.500 a 1.400 m	
1.490 m	Dique de 3 m de potencia en "mortalón" (Foto d33) De nuevo cerchas hasta 1.450 m
1.450 m	"Mortalón". El porcentaje de clastos ha disminuido (Foto d34)
1.440 m	Dique, 1 m de potencia, dirección 55° Cerchas
1.420 m	Dique, 1,5 m de potencia, fracturado en el "mortalón"
De 1.400 a 1.300 m	
	Cerchas

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería el Drago)
1.335 m	Fin del "mortalón" (contacto supuesto, no se ve el techo, las cerchas acaban a los 1.330)
De 1.300 a 1.200 m	Coladas escoriáceas (Foto d35)
De 1.200 a bocamina	Sucesiones de coladas basálticas aa y pahoe-hoe La compactación de las escorias disminuye a medida que se sale de la galería

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA EL DRAGO
(Distancia a bocamina)



Foto d01. Detalle de las estalactitas del techo de la galería (ventana 20 cm de alto) (3.040 m)



Foto d04. Fractura abierta de varios decímetros con importante caudal de agua (ventana 1,5x1m) (2.900 m)



Foto d02. Dique con presencia de agua y alteración hidrotermal (3.000 m)



Foto d05. Fractura abierta en el techo de la galería (ventana 1,5x1m) (2.880 m)



Foto d03. Dique asociado a fracturas abiertas con descarga de agua (2.968 m)



Foto d06. Barras de refuerzo en el techo de la galería en una zona intensamente fracturada (2.750 m)



Foto d07. Brecha de falla (2.670 m)



Foto d10. Detalle de las coladas alteradas y fracturadas en contacto con el "mortalón" (ver foto d09) (2.660 m)



Foto d08. Estrías en una colada alterada y fracturada próxima al contacto con el "mortalón" (~2.660 m)



Foto d11. Detalle del "mortalón" en contacto con las coladas alteradas y fracturadas (ver foto d09) (2.660 m)



Foto d09. Contacto mecánico sub-vertical del "mortalón" (derecha) con una colada alterada y fracturada (izquierda) (2.660 m)



Foto d12. Estrías en las coladas fracturadas en contacto "mortalón" (2.660 m)



Foto d13. Aspecto del “mortalón” formado por una matriz rojiza y bloques de composición diversa (~2.640m)



Foto d16. Dique atravesando “mortalón” (2.575 m)

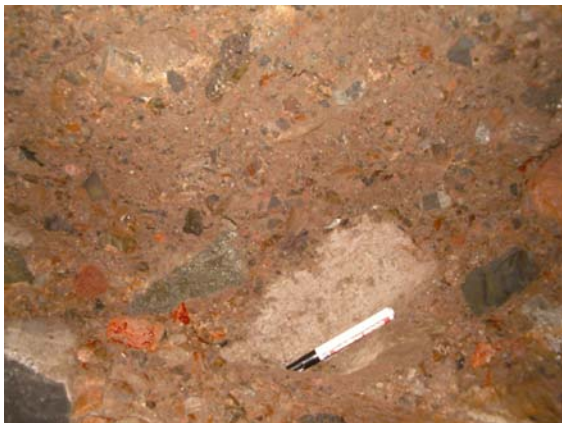


Foto d14. Detalle de los bloques centimétricos y decimétricos englobados en la matriz del “mortalón” (~2.630 m)



Foto d17. Aspecto de un tramo de “mortalón” en el que predominan los bloques (cm-dm, muy angulosos) sobre matriz (2.565 m)



Foto d15. Intrusión basáltica en “mortalón” (2.600 m)



Foto d18. Contacto del techo del “mortalón” con una colada basáltica, situada en la parte superior, buzando 40° hacia bocamina (2.295 m)



Foto d19. Detalle del “mortalón” bajo la colada (ver foto d18) (2.295 m)



Foto d22. Vista de dos diques en el techo de la galería (2.180 m)



Foto d20. Aspecto de un dique atravesando las coladas (2.260 m)

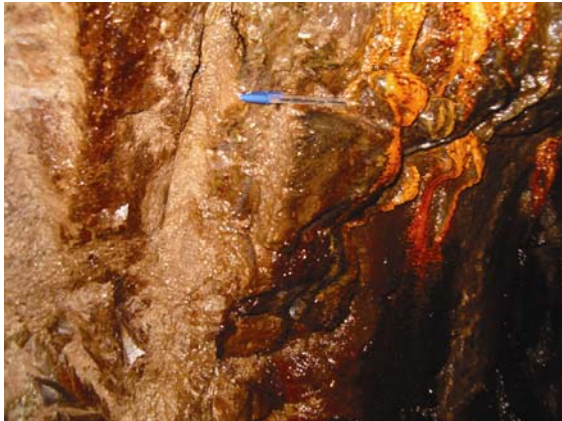


Foto d21. Alteración hidrotermal asociada a agua en el contacto con un dique (2.260 m)



Foto d23. Zona fracturada y alterada con finas intrusiones (2.155 m)



Foto d24. Aspecto del “mortalón” en el segundo tramo que aflora a lo largo de esta galería (1.900 m)



Foto d27. Cerchas combadas sosteniendo la galería en un tramo de “mortalón” (1.780 m)

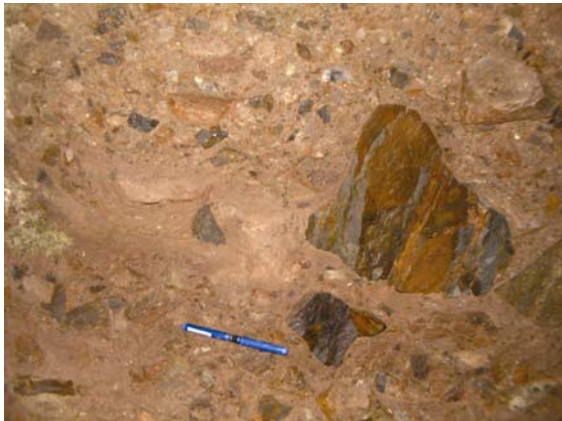


Foto d25. Vista del “mortalón” en la que destacan las formas redondeadas de algunos bloques (~1.900 m)



Foto d28. “Mortalón” a la salida de un tramo entibado (1.695 m)



Foto d26. Detalle de un bloque angulosos de tamaño decimétrico englobado en la matriz de “mortalón” (1.800 m)



Foto d29. Aspecto de un mega-bloque fracturado (1.680 m)



Foto d30. Vista de un dique, en el techo de la galería, en una cavidad formada en "mortalón" (1.650 m)



Foto d33. Extremo de un dique de 3 m de potencia en "mortalón" (1.490 m)



Foto d34. Aspecto de un tramo de "mortalón" con más porcentaje de matriz que de clastos (1.450 m)



Foto d31. Dique inclinado en atravesando el "mortalón" (1.555 m)



Foto d32. Aspecto de un mega-bloque englobado en "mortalón" (1.520 m)



Foto d35. Vista de la galería hacia bocamina en la que se observan coladas con tramos importantes de escorias (1.250 m)

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA BARRANCO DE AMANCE (VALLE DE GÜÍMAR)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
De 3.325 a 3.300 m	
3.325 m	En el frente de la galería hay gases. En las paredes de la galería destaca la presencia de importantes fracturas por las que manan chorros de agua (Foto ba01)
3.320 m	Fractura importante
3.315 m	Dique N-S, 3 m de potencia, con fractura abierta, elevado caudal de agua
3.312 m	Dique N-S, 0,5 m de potencia
De 3.300 a 3.200 m	
3.300 m	Zona de fracturación, por las fracturas sale muchísima agua. El encajante lo forman coladas basálticas alteradas con cristales visibles (olivino, augita y plagioclasa). No se distingue la fracturación primaria del enfriamiento de las coladas, las escorias están muy compactadas y tampoco es posible distinguirlas
3.297 m	Fractura con agua N10W
3.295 m	Banda de fracturación de 80 cm, tiene un dique asociado de 30 cm. Dirección del dique N55E (Foto ba02)
	Falla, los sigmoides indican que el labio hundido es el que da al frente (donde se encuentra el valle de La Orotava)
	Coladas alteradas (basálticas con olivino y augita)
3.285 m	Dique N65W, 50 cm de potencia
3.280 m	Dique N15W, 40 cm de potencia, muy alterado
3.260 m	Zona de fracturación con cerchas combadas, mucho agua cayendo del techo
3.255 m	Dique N15E, 1 m de potencia. Zona de fracturación de 3-4 m. Fractura abierta asociada al dique
	Encajante coladas masivas alteradas y fracturadas
3.240 m	Zona fracturada con mucho agua (Foto ba03)
	Dique N65E, 30 cm de potencia
3.235 m	Pequeña fractura N65E con chorrito de agua
3.230 m	Dique N20E, 30 cm de potencia
3.210 m	Fractura N20E, de 30 cm con un artefacto para canalizar el agua
De 3.200 a 3.100 m	
3.150 m	El encajante son lavas masivas fracturadas. Este tramo está triturado y tiene pequeños goteos y escurrimientos en las paredes (Foto ba04). Fractura N65E
3.135 m	Fractura N55E. Zona de fracturación de 40 cm
3.130 m	Goteo en escorias
3.127 m	Zona de fracturación con mucho agua. Dirección de fractura N20E (Foto ba05)
	Encajante masivo fracturado y alterado
3.125 m	Fractura importante N20E, con apertura decimétrica, bloque hundido da hacia el frente (donde se encuentra el valle de La Orotava) (Foto ba06)
3.120 m	Fractura N20E, poco goteo. Sus concreciones y la coloración indican que debió dar mucha agua
	Encajante de aspecto masivo con lavas muy compactas alteradas
De 3.100 a 3.000 m	
3.100 m	Fractura abierta N50E y dique asociado de 20 cm de potencia y dirección N60E, muy fracturado
3.090 m	Fractura N65E
3.075 m	Lavas masivas alteradas poco fracturadas
De 3.000 a 2.900 m	
	Continúa la colada masiva, se distinguen algunos planos de enfriamiento
2.995 m	Tramo de coladas con aspecto escoriáceo, menos compactadas a lo largo de 6 m.

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
	Mucho goteo
2.990 m	Un dique o varios junto, dirección N25E, 4 m de potencia total
2.985 m	Fractura importante N10E
	Encajante coladas alteradas
2.930 m	Dique N25E, 40 cm de potencia, poco alterado, subvertical buzando ligeramente hacia el este (Foto b07)
	Encajante basaltos porfídicos buzando ligeramente hacia bocamina
2.915 m	Dique N25E, 1 m de potencia, vertical, poco alterado (Foto ba08)
2.905 m	Fractura con agua N65E. Dique con la fractura dentro, 1,3 m de potencia
	Suelo de la galería encharcado, altura de agua 30 cm
De 2.900 a 2.800 m	
	Encajante coladas alteradas y compactadas. Intrusiones en venillas blanquecinas milimétricas
2.810 m	Zona de fracturación de 1 m por donde cae agua. Dique N20E, 1 m de potencia, mucha agua. Fractura antes del dique (Foto ba09)
De 2.800 a 2.700 m	
2.800 m	Comienza un tramo de coladas con aspecto escoriáceo y menor compactación. Zona de fracturación y goteo en el techo
2.780 m	Zona tectonizada, con estrías (Foto b10)
	Todo el tramo está triturado. Rocas intensamente fracturadas y alteradas (Foto b11)
	Zona de 20-25 m de fracturación muy intensa. Numerosos planos de fracturación, se miden: N48E, buzamiento hacia el SE, N132E, buzamiento 42 hacia el NE, N30E, buzamiento 30 hacia el NW, N42E, buzamiento 82 hacia el SE. La dirección de fracturación predominante es N50E
2.760 m	Dique N52E, 50 cm de potencia. Muy fracturado y alterado. Agua abundante
De 2.700 a 2.600 m	
	La galería cambia de rumbo sobre los 2.660 m (este giro es debido a los derrumbes producidos por una explosión, que hace años, mató a varios mineros mientras trabajaban)
	Más adelante los materiales están menos fracturados
2.655 m	Dique divagante N10W, 20 cm de potencia
De 2.600 a 2.500 m	
2.590 m	Dique N16E, 50 cm de potencia, vertical, fracturado (Foto ba12)
2.587 m	Dique N30E, 1 m de potencia, vertical, de composición basáltica, como el anterior
	El encajante tiene aspecto escoriáceo y está muy alterado, destaca la presencia de arcillas rojizas. Sin presencia de agua
2.584 m	Dique N55E, 3 m de potencia
2.581 m	Dique N-S, 50 cm de potencia, abierto, muy roto, con agua
2.575 m	Dique N20E, 40 cm de potencia, muy fracturado y cerrado
	Zona de fracturación con invento para la captación de agua en una fractura (Foto ba13)
2.570 m	Dique, 0,5 m de potencia. Fractura seca pero con el aspecto de haber tenido agua
2.560 m	Dique N20E con alteración (Foto ba14)
2.557 m	Dique N10E
2.553 m	Dique N55E, 35 cm de potencia
2.550 m	Dique N55E
2.546 m	Dique N40E, 1 m de potencia (distinción clara entre los diques y las coladas porque los diques no tienen cristales y las coladas sí)
2.540 m	Dique N40E, 60 cm de potencia (Foto ba15)
2.538 m	Dique N30E, 25 cm de potencia (Foto ba16)
2.536 m	Dique N30E
	El encajante continúa siendo coladas basálticas porfídicas escoriáceas con alteración

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
	a arcillas que da una coloración rojiza (Foto ba17)
2.534 m	Zona de fracturación importante. Falla, los sigmoides indican que el labio hundido es el del SE
2.517 m	Fractura N48E, apertura de 30 cm (Fotos ba18, ba19, ba20)
De 2.500 a 2.400 m	
2.489 m	Dique o varios N50E. Zona de intrusión de 2 m de potencia
2.477 m	Dique N35E, buzamiento 70 hacia el este, 1 m de potencia. Aspecto sano, se distingue del encajante por su composición (no tiene cristales)
2.447 m	Dique, N42E, de 20 cm de potencia, poco alterado
2.414 m	Dique N35E, 2,5 m de potencia(Foto ba21)
2.408 m	Dique N50E, 25 cm de potencia, poco alterado (Foto ba22)
De 2.400 a 2.300 m	
2.369 m	Zona de fracturación
2.357 m	Dique pequeño N50E, 20 cm de potencia, detrás todo fracturado (Foto ba23) Capa de piroclastos entre coladas
2.343 m	Dique N30E, 3 m de potencia. Muy fracturado en la dirección de la intrusión
2.335 m	Zona de fracturación con 6 diques con potencias centimétricas (5 cm cada uno) (*no contabilizados por ser muy recientes). En su día debió haber agua
2.330 m	Otro dique de 10 cm de potencia y dirección N20E. Zona con alteración a arcillas
2.328 m	Dique N55E, buzando ligeramente al SE, 60 cm de potencia y agua escurriendo
2.324 m	Dique N45E, buzando ligeramente al SE, 60 cm de potencia
2.322 m	Dique N20E, 1 m de potencia Cono de piroclastos
2.318 m	Conducto de alimentación volcánica a lo largo de 6 m. Tiene una parte masiva dentro. En el borde exterior fracturas paralelas a la intrusión
2.310 m	Goteo de agua y artefacto para la captación de agua de una fractura
De 2.300 a 2.200 m	
2.295 m	Dique N60E, 50 cm de potencia, buzando 30° hacia el S
2.290 m	Dique capturado de 40 a 20 cm de potencia, luego desaparece
2.280 m	Dique N-S, 40 cm de potencia
2.275 m	Dique N45E, 1 m de potencia. Con rastro de agua Se ven los aglutinados del cono
2.243 m	Termina el cono y encima se encuentran de nuevo lavas de basaltos cristalinos
2.245 m	Dique N60E, 60 cm de potencia
2.235 m	Fractura N40E importante dentro de una banda de fracturación alterada de al menos 7 m
2.230 m	Estalactitas blancas en el techo producidas por la alteración hidrotermal (Foto ba24)
2.225 m	Fractura importante en colada masiva con movimiento (falla), bloque hundido hacia bocamina, no hay dique. Apertura de 1,5 m
2.207 m	Fractura N55E que se prolonga en el techo de la galería 3 m con apertura decimétrica (Foto ba25) se encuentra dentro de una zona intensamente fracturada
2.204 m	Otra fractura semejante a la anterior pero más pequeña
De 2.200 a 2.100 m	
2.196 m	Dique N6W, 1,5 m de potencia, más fracturado en los bordes
2.188 m	Dique N40E, buzando hacia el SE, 40 cm de potencia
2.182 m	Dique N60E, 1 m de potencia, asociado a fractura abierta (el dique está en la parte que da al frente) Lavas buzando a bocamina
2.152 m	Dique N40E, 4 m de potencia, vertical. Intruye en coladas basálticas cristalinas con olivínico y augíta (Primer ramal a la izquierda según se entra)
2.131 m	Dique N34E, muy fracturado, 1,5 m de potencia (Foto ba26) asociado a una

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
	importante fractura/falla situada 2 m más adelante (2.129 m) en las coladas basálticas masivas
2.129 m	Falla N38E buzando ligeramente hacia el N, labio hundido el de bocamina
2.118 m	Fractura con concreciones por alteración (Foto ba27)
	Toda esta zona está bastante fracturada. Brecha de falla
2.115 m	Dique N23E, 3 m de potencia
De 2.100 a 2.000 m	
2.095 m	Dique N65E, buzando 80N, 0,5 m de potencia, asociado en el sur a una fractura abierta de 20 cm. Falla normal bloque hundido hacia el frente
2.075 m	Dique N40E, 3 m de potencia, subvertical. Asociado a una fractura en el lado sur. Con brecha de falla
2.070 m	Dique N20E, 3 m de potencia
	Encajante coladas cristalinas alteradas con aspecto escoriáceo
De 2.000 a 1.900 m	
2.000 m	Dique N24E, 20 cm de potencia
	Coladas basálticas alteradas
1.998 m	Dique N45E, 30 cm de potencia. Con evidencias de circulación de agua en sus límites. Fracturado subverticalmente
1.986 m	Dique N34E, 40 cm de potencia
1.985 m	Dique N40E, 40 cm de potencia. Fracturado en bloques ortogonales centimétricos
1.980 m	Zona de fracturación. Fractura N65E
	Encajante masivo con fracturas de enfriamiento, no se diferencian bloques regulares
1.920 m	Dique N40E, 1,2 metros de potencia
1.910 m	Dique N45E, 30 cm de potencia
	(Los diques NE-SW son los más modernos de la dorsal)
De 1.900 a 1.800 m	
1.900 m	Dique N40E, 30 cm de potencia, fracturado
1.890 m	Dique N20E, potencia 2 m fracturas en ambas caras del dique (delante y detrás). Aperturas de 15 cm y más de 3 m de altura
	Roca encajante muy triturada a lo largo de 5 m, bloques centimétricos. Coladas intensamente fracturadas y alteradas (Foto ba28)
1.885 m	Dique N20E, 1,2 m de potencia, fracturas ortogonales de enfriamiento y en los bordes paralelas a la intrusión
1.810 m	Piroclastos buzando suavemente a bocamina
De 1.800 a 1.700 m	
1.800 m	Dique N30E, 0,5 m de potencia. Zona de fracturación de 2 m y agua
	Encajante lavas masivas con escorias compactadas muy alteradas
1.728 m	Dique N-S, buzando 45 al W, 60 cm de potencia, poco alterado
	Seguimos en coladas alteradas de basaltos cristalinos
1.710 m	Dique N60E, buzando 30 hacia el N, 1 m de potencia
	Piroclastos
De 1.700 a 1.600 m	
1.700 m	Continúan las lavas porfidicas compactas muy alteradas
1.695 m	Dique N30E, buzamiento 35 hacia el N, 0,5 cm de potencia
1.686 m	Dique N-S, buzamiento 30°, 15 cm de potencia, poco alterado
1.650 m	El encajante continúan formándolo lavas porfíricas escoriáceas compactas y alteradas
1.640 m	Fractura N50W, buzando 50-60 hacia el S, contacto dique N40W, 0,5 m de potencia (Foto ba29)
1.611 m	Dique N30E, vertical, 1 m de potencia

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
De 1.600 a 1.500 m	
1.560 m	Dique N-S, buza 80 al E, 30 cm
1.550 m	Dique N20W, capturado, 10 cm de potencia
1.543 m	Dique N60E, vertical, 2 m de potencia, fracturado (Foto ba30)
1.523 m	Fractura N70E, con agua goteando, zona de fracturación a lo largo de 2 m
De 1.500 a 1.400 m	
1.500 m	Dique N45E, 50 cm de potencia, vertical Encajante lavas porfídicas compactadas
1.490 m	Dique N32E, 1,5 m de potencia, vertical. Fractura en el encajante banda de fracturación 2 m. Evidencias de agua en el pasado, concreciones blancas Tramo más escoriáceo A partir de los 1.500 m las escorias están más frescas y están más abiertas, se ven más vacuolas
De 1.400 a 1.300 m	
	Coladas más vacuolares con aspecto escoriáceo
1.394 m	Dique N38E, buzando 35° hacia el S, 1,5 m de potencia
1.370 m	Importantes concreciones en las paredes de la galería por alteración (Foto ba31)
1.367 m	Dique N54E, 1 m de potencia, cambia de buzamiento Escorias abiertas
1.341 m	Dique N70E, 30 cm de potencia Encajante porfídico escoriáceo
1.332 m	Dique N60E, 25 cm de potencia
De 1.300 a 1.200 m	
1.250 m	Dique N25E, 20 cm de potencia (ramal ciego). Encajante coladas con escorias débilmente compactadas
1.220 m	Dique N35E, buzando 55° hacia el SE, 1 m de potencia. Fracturación en los bordes. Señales de humedad Coladas masivas tipo Aa, se puede ver la disyunción columnar en algunos tramos, discontinuidades verticales 30-40 cm, también hay discontinuidades horizontales, y escorias
De 1.200 a 1.100 m	
1.150 m	Tramos masivos de coladas Aa con disyunción columnar
1.100 m	Escorias y goteos
De 1.100 a 1.000 m	
1.050 m	Dique N58E, vertical, 70 cm de potencia, fracturación primaria primera agua de la galería
De 1.000 a 900 m	
1.000 m	Coladas con escorias con goteos continuos
965 m	Dique N60E, 1,5 m. Encajante escorias de basaltos cristalinos. Fracturación perpendicular a la intrusión en el centro y paralela en los bordes
911 m	Dique N30E, 1 m de potencia, vertical, sin fracturación secundaria
De 900 a 800 m	
	Seguimos en lavas cristalinas (posiblemente del edificio Cho-Marcial)
835 m	Dique N70E, 2 m de potencia
De 800 a 700 m	
775 m	Dique N10E, 1 m de potencia detrás goteo

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Barranco de Amance)
De 700 a 600 m	
700 m	Coladas con escorias abiertas
De 600 a 500 m	
600 m	Lavas Aa con disyunción columnar
	Dique N35E, 2 m de potencia
550 m	Almagre de 10 cm de potencia, buza 20° hacia el sur (Foto ba32)
535 m	Capas de piroclastos rubefactados buzando hacia el sur 20-30°
De 500 a 400 m	
	Escorias
440 m	Piroclastos 20 cm de potencia (Foto ba33), encima colada pahoehoe
De 400 a 300 m	
	Continúan las lava pahoehoe hasta los 390 m, luego de nuevo Aa con muchas escorias
De 300 a bocamina	
	Lavas Aa con escorias. También se atraviesa un nivel de piroclastos de 20-30 cm de potencia

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA BARRANCO DE AMANCE

(Distancia a bocamina)



Foto ba01. Fractura con descarga de agua en el frente de la galería (foto borrosa por la presencia de gases) (3.300 m)



Foto ba04. Detalle de un tramo de coladas masivas fracturadas (3.150 m)



Foto ba02. Fractura y dique asociado con presencia de agua y alteración (3.295 m)



Foto ba05. Fractura con importante descarga de agua en las coladas alteradas (3.127 m)



Foto ba03. Aspecto de las coladas alteradas y fracturadas en la pared de la galería (3.240 m)



Foto ba06. Fractura con apertura decimétrica y continuidad importante (3.125 m)



Foto ba09. Zona de fracturación, caída de agua asociada a fracturas (2.810 m)



Foto ba07. Aspecto de un dique de 40 cm de potencia poco alterado (2.930 m)



Foto ba10. Estrías en un tramo intensamente fracturado (2.780 m)



Foto ba08. Detalle de un dique de 1 m de potencia poco alterado (2.915 m)



Foto ba11. Aspecto de las coladas muy alteradas y fracturadas (~2.780 m)



Foto ba12. Detalle de un dique (2.590 m)



Foto ba15. Aspecto de un dique (2.540 m)



Foto ba13. Zona de fracturación con un artefacto para captar el agua de una fractura (2.581 m)



Foto ba16. Detalle de un dique de 25 cm de potencia (2.538 m)



Foto ba14. Coladas intensamente alteradas en la pared de la galería atravesadas por un dique (2.560 m)



Foto ba17. Alteración de las coladas basálticas de las paredes de la galería (2.536 m)



Foto ba18. Fractura con apertura decimétrica y continuidad importante (ver foto ba19) (2.517 m)



Foto ba21. Vista de un dique (2.414 m)



Foto ba19. Fractura (Foto ba18) vista en el techo de la galería (2.517 m)



Foto ba22. Aspecto de un dique poco alterado (2.408 m)



Foto ba20. Bloques fracturados asociados a la fractura (2.517 m)



Foto ba23. Aspecto de las coladas intensamente alteradas y fracturadas (2.357 m)



Foto ba24. Detalle de las estalactitas producidas en el techo de la galería por alteración (ventana 20 cm de alto) (2.230 m)



Foto ba27. Fractura con concreciones por alteración (2.118 m)



Foto ba25. Bloques localizados en el interior de una fractura abierta (2.207 m)



Foto ba28. Coladas alteradas intensamente fracturadas (1.890 m)



Foto ba26. Dique fracturado de 1,5 m de potencia (2.131 m)

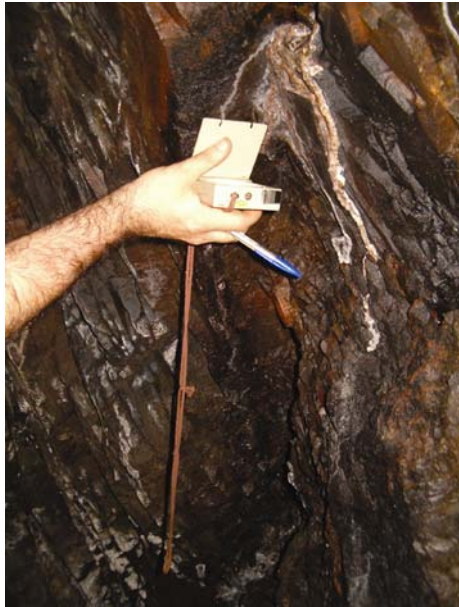


Foto ba29. Fractura asociada a un dique en un tramo intensamente fracturado (1.640 m)



Foto ba32. Detalle de un almagre producido entre los tramos de escorias de dos coladas (550 m)



Foto ba30. Aspecto de un dique fracturado y alterado (1.543 m)



Foto ba33. Aspecto de varios niveles de piroclastos (440 m)



Foto ba31. Concreciones producidas por la alteración en la pared de la galería (1.370 m)

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA SAN JOSÉ (ESCARPE SUR DEL VALLE DE GÜÍMAR)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería San José)
De 6.218 a 6.100 m	
6.218 m	Brecha monolítica en el frente Encima hay unas lutitas (semejantes a las observadas en el frente de la galería Roque Caramujo, en La Orotava) (Fotos sj01, sj02). Tramo inestable, debido a la características de los materiales, archetado para evitar derrumbes
De 6.100 a 6.000 m	
6.100 m	Primera lava sobre el material fragmentario, suavemente inclinada hacia bocamina
6.075 m	Colada basáltica alterada muy fracturada. Dirección N120E. Sin escorias visibles
De 6.000 a 5.900 m	
6.000 m	Lavas compactas y alteradas, sin escorias visibles, fracturadas Zona de fracturación, dirección E-W, con goteo. Coladas muy fracturadas con estrías
5.995 m	La lava sube hacia el techo y se apoya sobre el material fragmentario. Buza 40° hacia el frente
5.990 m	Cerchas
De 5.900 a 5.800 m	
	Se sale de los archetes (están en material fragmentario). Luego aparecen lavas alteradas, los chorreos de agua son frecuentes: Aumenta la proporción de lava
5.880 m	2 diques. Direcciones N65W, N50W. Potencias de 40 cm. Muy fracturados y con presencia de agua Piroclastos de color blanquecino
5.860 m	Sobre los piroclastos aflora una lava compactada ligeramente alterada
5.850 m	Dique N65W, 40 cm de potencia
5.840 m	Dique N20E, 60 cm de potencia El encajante lo forman piroclastos basálticos
De 5.800 a 5.700 m	
	Tramo donde cae mucho agua, fracturación en el techo de la galería y estrías
5.740 m	Dique N40E, 1,5 m de potencia, muy fracturado Dique N40E, 0,5 m de potencia Dique N30E, 0,5 m de potencia, fracturado Dique N40E, 0,3 m de potencia
5.720 m	Cerchas y mucho goteo (fracturación intensa)
De 5.700 a 5.600 m	
5.700 m	Dique N45E, 1 m de potencia. Encajante lavas basálticas fracturadas Cerchas entre 5.700 y 5.680, salimos en un tramo de aspecto escoriáceo
5.680 m	Dique N40E, 60 cm de potencia. Encajante coladas alteradas con aspecto escoriáceo
5.660 m	Dique N10E, 35 cm de potencia. Encajante más masivo De nuevo coladas alteradas con aspecto escoriáceo a lo largo de 10 m. Suelo fangoso
5.650 m	Dique N20E, 30 cm de potencia
	Tramo masivo muy fracturado con goteos muy abundantes. Fracturación N50E
5.630 m	Dique N15E, 60 cm. Fracturado. Tramo con coladas alteradas
De 5.600 a 5.500 m	
5.600 m	Coladas alteradas
5.590 m	Colada machacada, masivo, muy fracturado, sin agua
5.570 m	Colada compactada fracturada
5.540 m	Dique N20E, 2 m de potencia, fracturado

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería San José)
De 5.500 a 5.400 m	
5.485 m	Sucesiones de coladas basálticas Dique N-S, 50 cm de potencia, fracturado El encajante los forman coladas escoriáceas. Goteo de agua Tramo de piroclastos que incluyen bombas
5.450 m	Dique divagante capturado, 45 cm de potencia (probablemente pertenezca al cono de piroclastos que estamos atravesando) Tramo escoriáceo sin agua Zona de fracturación N45E Capas buzando <10°. Dirección N45E. hacia el SE
De 5.400 a 5.300 m	
5.358 m	Coladas con escorias ligeramente alteradas Dique N10E buzando hacia el este 85°, 1 m de potencia (Foto sj03)
5.350 m	Coladas (a lo largo de 10 m) con escorias ligeramente alteradas
5.306 m	Masivo con textura en grano de millo predominante (esta textura de debe a un ambiente de humedad permanente durante el enfriamiento de la colada)
De 5.300 a 5.200 m	
5.250 m	Coladas con textura en grano de millo
5.220 m	Dique N20E, 40 cm de potencia
De 5.200 a 5.100 m	
5.175 m	Colada masiva con grano de millo Dique N30E, 1,3 m de potencia. Goteo Encajante coladas basálticas con estructura en grano de millo (Foto sj04)
De 5.100 a 5.000 m	
5.100 m	Contacto coladas grano de millo con escorias alteradas, a 5.105 m de nuevo textura en grano de millo
5.050 m	Coladas con aspecto escoriáceo
5.040 m	Dique N37E, 40 cm de potencia. Sin mucha fracturación (Foto sj05)
5.030 m	2 diques capturados, 1 m de potencia total. Encajante coladas con aspecto escoriáceo
De 5.000 a 4.900 m	
4.980 m	Dique N20E, 60 cm de potencia. Goteo. Coladas alteradas Zona de fracturas con goteo
4.955 m	Fractura abierta N55E
4.950 m	Tramo masivo de 4 m y escorias alteradas
4.920 m	Dique N20E, 2,5 m de potencia. Poco alterado y muy fracturado (Foto sj06)
De 4.900 a 4.800	
4.890 m	Tramo seco. Coladas alteradas con aspecto escoriáceo Dique, N45E, 3 m de potencia
4.846 m	Dique, N10E, 1,5 m de potencia. Muy fracturado. Bloques angulosos
4.825 m	Colada masiva lajada a lo largo de 2 m
De 4.800 a 4.700 m	
	Piroclastos a lo largo de 13 m, 2 m de potencia, y escorias alteradas
De 4.700 a 4.600 m	
4.630 m	Dique capturado N20W, 40 cm de potencia
De 4.600 a 4.500 m	
	Coladas alteradas

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería San José)
	Bandeado de piroclastos y encima colada con escorias alteradas (Foto sj 07)
De 4.500 a 4.400 m	
4.500 m	Coladas alteradas
4.450 m	Coladas porfídicas con augita u olivino
4.439 m	Dique N17E, 1,3 m de potencia. Encajante porfídico
De 4.400 a 4.300 m	
4.386 m	Dique N5E buzamiento 55° al este, 3 m de potencia (Foto sj08)
4.308 m	Dique N20E, 80 cm de potencia. Muy fracturado
De 4.300 a 4.200 m	
4.300 m	Dique N-S, 1,5 m de potencia Coladas basálticas alteradas
De 4.200 a 4.100 m	
4.195 m	Dique N15E, 1 m de potencia. Encajante coladas alteradas con aspecto escoriáceo
De 4.100 a 4.000 m	
	Coladas alteradas con aspecto escoriáceo
De 4.000 a 3.900 m	
3.980 m	Dique N-S buzando hacia el este 50°, 2 m de potencia. Muy fracturado y alterado
3.960 m	Dique N30E, 60 cm de potencia. Fracturado y alterado. Encajante coladas escoriáceas
De 3.900 a 3.800 m	
3.890 m	Dique N-S, 3 m de potencia
3.880 m	Dique N15E, 60 cm de potencia
3.865 m	Dique N10E, 2 m de potencia Colada masiva de basaltos porfídicos a lo largo de 20-25 m y tramo más escoriáceo a lo largo de 20-25 m
De 3.800 a 3.700 m	
3.790 m	Contacto piroclastos de grano grueso buzando 15° hacia el SE, 1 m de potencia
De 3.700 a 3.600 m	
	Predominio de las coladas escoriáceas desde el afloramiento de piroclastos
3.680 m	Dique N-S, 0,5 m de potencia
3.650 m	Dique tumbado N10W, buzando 10° hacia el SE, 30 cm de potencia, nuevo Piroclastos con 1 m de potencia, coladas escoriáceas por encima. Concordante. (Foto sj09)
3.610 m	Dique N10W, 1,2 m de potencia. Fracturado. En escorias
De 3.600 a 3.500 m	
3.950 m	Contacto piroclastos finos distales, afloran a lo largo de 14 m, tienen 5 m de potencia. Coladas escoriáceas
De 3.500 a 3.400 m	
	Coladas escoriáceas
De 3.400 a 3.300 m	
3.330 m	Dique N5E, 1,3 m de potencia. En coladas escoriáceas
3.320 m	Dique N20E, 15 cm de potencia. Poco fracturado
3.310 m	Dique N5E, buzando 45° al SE, 3,5 m de potencia
De 3.300 a 3.000 m	

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería San José)
	Coladas escoriáceas
De 3.000 a 2.900 m	
2.998 m	Dique, N35W, lajeado decimétrico. En coladas escoriáceas
De 2.900 a 2.400 m	
	Tramo extenso de coladas escoriáceas sin intrusiones de diques. Pequeños fragmentos de escorias desprendidos a lo largo de este tramo de galería
De 2.400 a 2.300 m	
2.350 m	Capa de pómez, piroclastos, paleosuelo y coladas con aspecto escoriáceo Predominio de coladas escoriáceas (Foto sj10)
De 2.300 a 2.200 m	
	Coladas de basaltos vacuolares escoriáceos
2.290 m	Fractura abierta N25E, 45 cm zona de fracturación
De 2.200 a 2.000 m	
	Coladas con escorias (Foto sj11)
De 2.000 a 1.900 m	
	Piroclastos finos, cementados, tono rojizo, galería muy estable y suelo liso (cono enterrado)
1.980 m	Dique N170E, 1 m de potencia
1.970 m	Dique N28E, 30 cm de potencia
1.969 m	Dique N25E, 30 cm de potencia
1.950 m	Dique N30E, 1 m de potencia. Con vacuolas de desgasificación debidas a la proximidad del dique a la superficie
1.940 m	Dique N20E, 10 cm de potencia
1.930 m	Dique N20E, 20 cm de potencia Coladas ligeramente alteradas
De 1.900 a 1.600 m	
	Coladas ligeramente alteradas
De 1.600 a 1.500 m	
1.550 m	Fractura N-S, zona de fracturación 1,7 m, bloques fracturados alterados (Foto sj12)
De 1.500 a 1.400 m	
1.470 m	Dique N20E, 1 m de potencia
De 1.400 a 1.300 m	
1.320 m	Fractura abierta N20E, apertura de 10 cm. Hay un dique muy alterado, la fractura está en el centro del dique (Foto sj13)
De 1.300 a 1.200 m	
	Sucesiones de coladas tipo aa con escorias (Foto sj14)
De 1.200 a 1.100 m	
1.180 m	Dique, 5 m de potencia
1.176 m	Dique N10E, 60 cm de potencia Piroclastos con alteración rojiza
1.150 m	Conducto del cono volcánico, se atraviesa a lo largo de 20 m
De 1.100 a 1.000 m	
	De nuevo colada con escorias

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería San José)
1.090 m	Dique N10E, 2 m de potencia
1.050 m	Contacto piroclastos blanquecinos pumíticos, tamaño grueso con escorias (Foto sj15)
De 1.000 a 900 m	
	Piroclastos con color rojizo (se diferencian de los anteriores por su color)
970 m	Piroclastos
950 m	Sobre los piroclastos hay una colada vacuolar (Foto sj16)
De 900 a 800 m	
850 m	Dique N-S, 40 cm de potencia, fracturado, con vacuolas
	Coladas con escorias
De 800 a 700 m	
	Coladas de basaltos vacuolares con escorias, buzando a bocamina 20-10°. Potencia media de las coladas 2 m. Cuevas en los niveles de escorias de hasta 5 m de altura (Foto sj17)
De 700 a 600 m	
695 m	Capas de piroclastos, buzando 8-10° a bocamina (Foto sj18, sj19)
De 600 a 500 m	
665 m	Finalizan las capas de piroclastos, sobre ellos hay una colada con buzamiento <10°
De 500 a 300 m	
	Sucesiones de coladas basálticas con escorias
De 300 a 200 m	
300 m	Piroclastos subhorizontales
De 200 a 0 m	
	Coladas basálticas con escorias
100 m	Nivel de piroclastos
50 m	Dique N-S, 0,5 m de potencia

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA SAN JOSÉ
(Distancia a bocamina)



Foto sj01. Brecha monolitológica en el frente de la galería (6.218 m)



Foto sj04. Coladas basálticas con textura en grano de millo, caracterizada por la fracturación centimétrica (5.175 m)



Foto sj02. Detalle de la brecha monolitológica con bloques centimétricos y decimétricos (6.218 m)



Foto sj05. Aspecto de un dique sin fracturación (5.040 m)



Foto sj03. Vista de un dique alterado (5.358 m)



Foto sj06. Vista de la pared de la galería en la que destaca la presencia de un dique de 2,5 m de potencia (4.920 m)



Foto sj07. Sucesión de piroclastos y colada con escorias alteradas (~4.550 m)



Foto sj10. Sucesión de capas de pómez y piroclastos sobre los que se encuentra un paleosuelo y escorias alteradas (2.350 m)



Foto sj08. Vista de un dique de 3 m de potencia (4.386 m)



Foto sj11. Aspecto de las escorias de una colada (2.100 m)



Foto sj09. Dique tumbado concordante con los niveles piroclásticos (3.650 m)

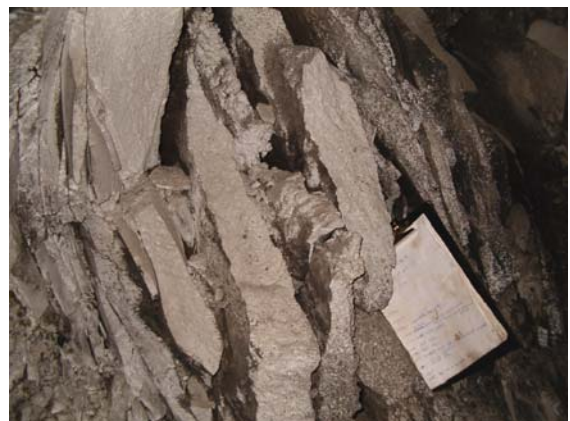


Foto sj12. Fractura con caída de bloques fracturados intensamente alterados (1.550 m)



Foto sj13. Aspecto de una fractura abierta en coladas alteradas (1.320 m)



Foto sj16. Contacto entre piroclastos y una colada vacuolar (970 m)



Foto sj14. Detalle de las escorias de una colada (~1.250 m)



Foto sj17. Cuevas en los niveles de escorias (700 m)



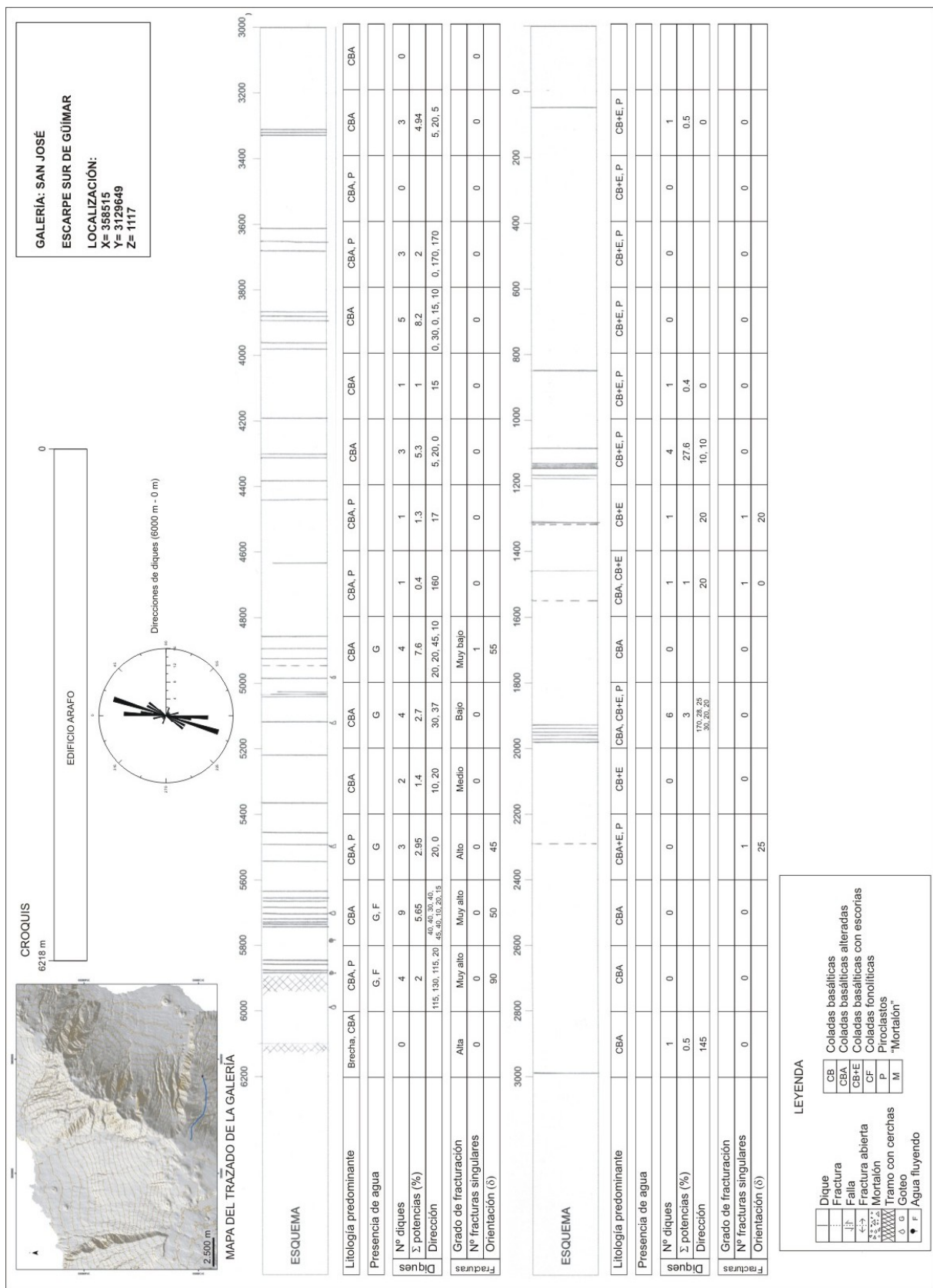
Foto sj15. Contacto entre piroclastos pumíticos y escorias (1.050 m)



Foto sj18. Contacto entre piroclastos y escorias (600 m)



Foto sj19. Vista de un tramo de escorias en el que se han formado una cavidad importante, en la parte inferior afloran piroclastos (600 m)



Síntesis de los datos recopilados en la galería San José

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA MONTAÑA BLANCA (VALLE DE LA OROTAVA)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Montaña Blanca)
De 4.000 a 3.900 m	
3.990 m	Dique N50E, buzando 85° hacia el W, 20 cm de potencia
3.985 m	Dique N35E, buzando 80° hacia el E, 20 cm de potencia
3.981 m	Dique N40E, 3,5 m de potencia (un dique o varios juntos) (Foto mb01)
3.975 m	Dique N44E, buzando 80° hacia el E, 1 m de potencia Encajante formado por coladas basálticas alteradas y compactadas que están intensamente fracturadas. Goteo
3.970 m	Dique N-S, 10 cm de potencia, buzamiento 75° hacia el E. Muy fracturado y alterado
3.968 m	Dique N30E, 1,8 m de potencia, buzamiento 75° hacia el E. Muy fracturado y alterado (Foto mb02)
3.918 m	Dique N90E, buzamiento 60° hacia el sur, 20 cm de potencia
De 3.900 a 3.800 m	
3.895 m	Dique N52E, 15 cm de potencia, buzamiento 85 hacia el N. Domina la fracturación paralela Las coladas buzando ligeramente, 10-15°, hacia el sur
3.882 m	Dique N50E, 1,5 m de potencia, buzamiento 85 hacia el NW
3.874 m	Dique N52 E, 6 m de potencia, buzamiento 80 hacia el NW. El dique termina en una zona de fracturación
3.860 m	Coladas horizontalizadas
3.850 m	Dique N52E, 1,5 m de potencia. Fracturación decimétrica (Foto mb03)
3.844 m	Dique N62E, 30 cm de potencia, buzando 80 hacia el SE
3.840 m	Dique N56E, 20 cm de potencia. Fracturado
3.825 m	Zona de intrusión de diques. Es difícil individualizarlos. Destacar la dirección N55E, 60° de buzamiento hacia el E
3.822 m	Dique N60E, 60-70 cm de potencia
3.820 m	Dique N60E que se termina juntando con el dique anterior
3.810 m	Falla con estrías verticalizadas N102E, buzando 80° hacia el W Zona de fracturación a lo largo de 10 m. Discontinuidad importante tipo desgarre con brechas de cantos centimétricos en una banda de 30-40 cm (Foto mb04). En lado derecho de la galería (mirando al frente) destaca una banda de 40-50 cm de anchura alterada por la intrusión de fluidos/dique (Foto mb05) El nivel superior buza hacia el sur
3.805 m	Dique asociado a una falla de dirección N115E, buzamiento 65 hacia el N El techo de la galería en esta zona esta lleno de planos y estrías. Alteración intensa.
3.803 m	Afloran piroclastos o aglutinados sálicos con flamas (Foto mb06), debajo lavas alteradas buzando hacia el sur 8-10°. A lo largo de 5 m hay 7 diques
De 3.800 a 3.700 m	
	Dique N50E, 11 m de potencia y 6 m de encajante
3.776 m	Dique N50E, 9 m de potencia. Encajante coladas alteradas
3.748 m	Pitón a lo largo de 26 m. Muy fracturado, con vacuolas. En el contacto buza 65° al N (Foto mb07) Piroclastos basálticos y coladas con aspecto escoriáceo
3.744 m	Dique N35E, buzamiento 25° hacia el SE, 1 m de potencia
3.713 m	Comienza otra zona de intrusión de diques muy intensa (mínimo 6). Están muy fracturados. Dirección de fracturación N25E (fractura destacada)
De 3.700 a 3.600 m	
3.696 m	Termina la zona de intrusión. La fracturación disminuye
3.694 m	Dique N65E, 50 cm de potencia

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Montaña Blanca)
3.692 m	Dique N60E, buzando 75 hacia el N. El dique está en contacto con una roca fracturada (cataclasita)
3.690 m	Zona fracturada, cataclasita (Foto mb08). Todo está machacado formando una brecha, formada también por diques machacados, aunque hay algunos más recientes: p.e. N65E, buzando 65 hacia el N, otro N50E, 50 cm de potencia y venas de inyección capturadas (Foto mb09).
3.630 m	Planos de falla a lo largo de toda esta zona. Dirección de fracturación N25E, buzando 45 hacia el sur (fractura importante)
3.650 m	Diques capturados (Foto mb10) (los diques han intruido en la zona machacada. Las coladas y los diques antiguos se aprecian con mucha dificultad)
3.614 m	La galería en este tramo está trazada en la confluencia de 2 planos ortogonales que convergen en el techo, buzando 50° cada uno, dirección 30-45°
3.604 m	Finaliza la zona triturada y comienza una zona escoriacea alterada Nivel de piroclastos Contacto N40E, buzando ligeramente hacia el N con coladas masivas alteradas
De 3.600 a 3.500 m	
3.563-3.550 m	Pitón fonolítico
3550 m	Dique posterior en el contacto con el pitón N43E, buzamiento 75 al SE, 40 cm de potencia
3540 m	Las coladas están muy tectonizadas
3525 m	Muro de "mortalón". Dirección del contacto N50E y buzamiento 30 hacia el NW (Foto mb11)
3520 m	Toma de muestra de la matriz del "mortalón" (O-1) (Foto mb12)
3510-3499 m	Dique fonolítico N60E, 60 cm. Está cortando a otro dique más antiguo de dirección N72E. Ambos atravesando "mortalón"
De 3500 a 3400 m	
3.499 m	Termina el dique de fonolita. A partir de este contacto el "mortalón" tiene más matriz, antes tenía mayor contenido en bloques
3.465 m	Techo del "mortalón". Depósitos de bloques de tamaño centimétrico-decimétrico y composición homogénea sobre "mortalón" (Foto mb13)
3.463 m	Dique (Foto mb14)
3.455 m	Sobre estos depósitos hay un par de niveles de depósitos de grano fino cuya potencia es <1 m (Foto mb15)
3.440 m	Dique clástico de inyección de pumitas
3.438 m	Dique N60E, vertical, moderno, 60 cm de potencia
3.430 m	2 venas clásticas, 5 cm de potencia (Foto mb16)
3.428 m	Dique N70E, buzamiento 80° hacia el N, 50 cm de potencia, con agua
3.417 m	Dique máfico E-W, 5 m de potencia
De 3.400 a 3.300 m	
3.400 m	Se acaba el canchal, vuelve a haber un nivel de flujo Sobre el nivel de flujo hay piroclastos sálicos bandeados que buzando 26° hacia el norte, dirección N55E, 1,5 m de potencia (Foto mb17)
3.350 m	Sobre los materiales anteriores hay aglutinados (Foto mb18) y sobre éstos coladas escoriáceas muy alteradas (Foto mb19) Conducto de alimentación o colada a lo largo de 15 m, contacto con escorias muy alteradas localizadas por encima E-W De nuevo hay un depósito de grano grueso (tamaño cm-dm) y composición homogénea
3.330-3.308 m	Dique o pitón de composición fonolítica intruyendo en el canchal N70E a lo largo de 22 m
De 3.300 a 3.200 m	
	Coladas con escorias alteradas

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Montaña Blanca)
De 3.200 a 3.100 m	Coladas con escorias basálticas alteradas 3 diques N30-60E, potencias 5m, 1m y 1m
De 3.100 a 3.000 m	
3.075 m	Capa de piroclastos, 5 m de potencia
3.025 m	Escorias y piroclastos 2 diques N80E, 50 cm y 1,2 m de potencia
De 3.000 a 2.900 m	
	Encajante piroclastos a lo largo de los 100 m Dique N75E, 3 m de potencia Dique N65E, 10 m de potencia Dique N130E, 50 cm de potencia Dique N60E, buzando 60° hacia el N, 50 cm de potencia Dique N65E, 2,5 m de potencia
De 2.900 a 2.800 m	
	Lavas masivas ligeramente alteradas sobre los piroclastos, buzando 15° a bocamina Dique N75E, 3,5 m de potencia Dique N75E, 40 cm de potencia
De 2.800 a 2.700 m	
2.770 m	2 diques N40E, 40 y 40 cm de potencia El encajante está intensamente fracturado y alterado (Foto mb20) Dique a lo largo de 30 m muy fracturado (pitón), contacto N50E, buzando 40° hacia el N. Intruye en coladas basálticas ligeramente alteradas. Sobre estas hay piroclastos basálticos
De 2.700 a 2.600 m	
	Dique N45E, 3 m de potencia Dique N70E, muy fracturado y alterado Dique N80E, 30 cm de potencia Dique N85E, 30 cm de potencia Encajante piroclastos Dique N60E, potencia 4 m.
2.625 m	Continúa encajante piroclastos Dique N60E, 50 cm de potencia
De 2.600 a 2.500 m	
	Dique N70E, 12 m de potencia
2.550 m	Coladas basálticas
2.515 m	Escorias basálticas
De 2.500 a 2.400 m	
	Dique N65E, 1 m de potencia intruyendo en escorias de lava basáltica
2.450 m	Zona de fracturación cae agua Tramo fracturado hasta 2.425 m
De 2.400 a 2.300 m	
	Dique N90E, buzando 34°, 1,5 m de potencia Escorias y encima colada
De 2.300 a 2.200 m	
2.250 m	Alternancia de coladas masivas y escorias

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Montaña Blanca)
	Dique N58E, potencia 3 m
De 2.200 a 2.100 m	
2.125 m	3 capas de piroclastos, por encima escorias Escorias con goteo de agua
De 2.100 a 2.000 m	
2.100 m	Dique N60E, 1 m de potencia, en escorias
De 2.000 a 1.900 m	
	Escorias y piroclastos, almagre encima (Foto mb21) y sobre éste sucesiones de coladas con y escorias
De 1.900 a 1.800 m	
	Coladas masivas (a lo largo de 16 m), encima escorias buzando 30-35° hacia bocamina (a lo largo de 23 m), luego almagre y piroclastos (1.875 m), encima escorias (a lo largo de 61 m)
De 1.800 a 1.700 m	
	Coladas masivas y escorias. Prácticamente horizontales. Predominio de escorias
De 1.700 a 1.600 m	
	Coladas con grano de millo, luego escorias (a lo largo de 50 m), coladas masivas (a lo largo de 10 m), escorias
De 1.600 a 1.500 m	
	Escorias (a lo largo de 80 m), coladas masivas (a lo largo de 20 m)
De 1.500 a 1.400 m	
	Dique N50E, vertical, 4 m de potencia en escorias. Predominan los tramos escoriaceos a los tramos masivos de coladas
De 1.400 a 1.300	
	Contactos prácticamente horizontales
De 1.300 a 1.200 m	
	Lavas masivas (a lo largo de 80 m) y escorias (a lo largo de 20 m)
De 1.200 a 1.100 m	
	Niveles de piroclastos entre las capas de escorias (Foto mb22). Sobre las escorias hay un tramo masivo y de nuevo escorias (a lo largo de 50 m) y una colada masiva de 1 m de potencia con disyunción columnar
De 1.100 a 1.000 m	
	Escorias
De 1.000 a 900 m	
	Coladas de composición fonolítica, posiblemente su centro de emisión fueran los diques y pitones monolíticos anteriores Escoria de la colada fonolítica
De 900 a 800 m	
	Escorias basálticas Varios niveles de piroclatos buzando 25-20° hacia el N Escorias y un tramo masivo (a lo largo de 25 m), de nuevo escorias Entibado de cerchas de hormigón en 5 m

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Montaña Blanca)
De 800 a 700 m	Entibado, escorias muy sueltas
De 700 a 600 m	Tramo masivo con derrumbes
De 600 a 500 m	Escorias. Niveles de piroclastos sálicos (Foto mb23)
De 500 a 400 m	7 niveles de piroclastos y encima escorias (Foto mb24) Lavas masivas
434 m	Fractura. Cerchas en tramo de basaltos masivos Escorias (a lo largo de 15 m), comienza el tramo masivo, (el buzamiento de las capas es prácticamente horizontal)
De 400 a 300 m	Cerchas en escorias
De 300 a 200 m	Tramo masivo de colada (a lo largo de 50 m), luego escorias (otros 50 m)
De 200 a bocamina	La galería está reforzada con cerchas prácticamente hasta la salida. Hay tramos de menos de 10 m sin revestimiento que dejan ver las capas de escorias

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA MONTAÑA BLANCA

(Distancia a bocamina)



Foto mb01. Aspecto de un dique alterado de 3,5 m de potencia (3.981 m)



Foto mb04. Brechas intruídas en una banda vertical (3.810 m)



Foto mb02. Vista de un dique muy fracturado y alterado en la pared de la galería (3.968 m)



Foto mb05. Contacto entre coladas alteradas (inferior) y piroclastos (superior) (3.806 m)

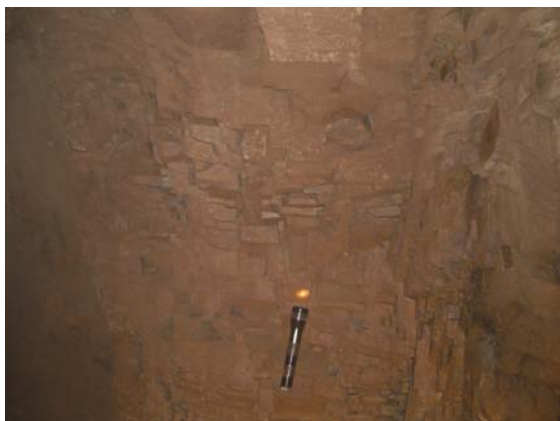


Foto mb03. Aspecto de un dique con fracturación decimétrica (3.850 m)



Foto mb06. Vista de piroclastos sálicos en el techo de la galería (3.803 m)



Foto mb07. Vista de los materiales que forman un pitón que se atraviesa a lo largo de 26 m (3.748 m)



Foto mb10. Vista de un dique posiblemente dividido al enfriarse (3.660 m)



Foto mb08. Aspecto de los materiales intensamente fracturados (~3.680 m)



Foto mb11. Aspecto del "mortalón" en un tramo en el que predomina la matriz (3.525 m)



Foto mb09. Detalle de los extremos de un dique (3.670 m)



Foto mb12. Vista del "mortalón" en la pared de la galería (3.520 m)



Foto mb13. Depósito de tamaño de grano grueso (cm-dm) y composición homogénea situado sobre el "mortalón" (3.465 m)



Foto mb16. Vista de un par de venas clásticas de pómez (3.430 m)



Foto mb14. Aspecto de un dique que atraviesa depósitos de tamaño grueso (cm-dm) y composición homogénea (3.463 m)



Foto mb17. Aspecto de varias capas de piroclastos sálicos (3.400 m)



Foto mb15. Aspecto de los depósitos de tamaño de grano fino situados entre depósitos de tamaño grueso (3.455 m)



Foto mb18. Aspecto de los aglutinados (~ 3.380 m)



Foto mb19. Vista de las coladas escoriáceas alteradas sobre los aglutinados (3.360 m)



Foto mb22. Niveles de piroclastos sobre escorias (1.200 m)



Foto mb20. Detalle de un dique y de los materiales en los que intruye, intensamente fracturados y alterados (2.770 m)



Foto mb23. Detalle de un nivel de piroclastos sálicos (550 m)



Foto mb21. Detalle del contacto entre un tramo de escorias (superior) y los materiales alterados inferiores en los que se ha formado un almagre (1.950 m)



Foto mb24. Sucesiones de niveles de piroclastos basálticos (500 m)

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA LA PASADA DE MONTELONGO (VALLE DE LA OROTAVA)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Pasada de Montelongo)
De 3.050 a 2.630	
3.050 m	"Mortalón" con bloques de grandes dimensiones intensamente fracturados. Facies de bloques, muy poca matriz Clastos cizallados. Zona de deformación. Estructuras de estiramiento Coladas o mega-bloque a lo largo de 35 m
2.850 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (M-10) (Foto ml01)
2.800 m	Sill, buzamiento 35° (Foto ml02) Diques Facies más disgregada, con más matriz. Cantos de composición muy variada (Foto ml03)
2.777 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (M-11) (Foto ml04) Bandeado de piroclastos buzando hacia bocamina
2.650 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (M-13) "Mortalón", facies con menos bloques, más cementada (Foto ml05) Cerchas (Fotos ml06, ml07)
2.630 m	Salida de las cerchas Techo del "mortalón". Buzamiento del contacto 15° hacia bocamina. En la parte superior hay coladas
De 2.630 a 2.515 m	
	Coladas
De 2.515 a 2.190 m	
2.515 m	Muro del "mortalón" buzando a bocamina "Mortalón" con matriz arenosa, menor contenido de limos, y bloques de hasta 40 cm de diámetro
2.490 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (M-14)
2.280-2.270 m	En el techo de la galería aflora una colada. El contacto es ondulante, se corta una y otra vez Rocas intensamente alteradas debido al agua, textura en grano de millo y disyunción en cebolla a lo largo de varios metros Continúa el "mortalón"
2.192 m	Techo de "mortalón". Sobre él coladas buzando hacia bocamina
De 2.190 a 1.700 m	
	Lavas potentes ligeramente alteradas
2.100 m	Predominio de coladas ligeramente alteradas
2.000 m	Predominio de escorias ligeramente alteradas
1.800 m	Tubo volcánico en colada pahoehoe. Goteos Piroclastos sobre "mortalón" (que buza hacia el frente de la galería (no como los anteriores que buzaban hacia bocamina)
De 1.700 a 1.600 m	
1.700-1.600 m	Techo del "mortalón" (Fotos ml08 y ml09). Por encima de la brecha se depositan varios niveles piroclásticos y la escoria de una colada basáltica, el contacto del techo del depósito (1.700 m) tiene una dirección 30-20° W y buza 10-15° hacia el SW (Fotos ml10, ml11). Hay bloques de hasta más de 1 metro de diámetro (Foto ml12) A partir de los 1.650 la matriz está más compactada (Foto ml13). En la parte inferior de la brecha se encuentra un pulso de arenas que están removilizando cantos (mm-cm) de pómez (Fotos ml14 y ml15). El final de este tramo de brecha está marcado

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Pasada de Montelongo)
	por un contacto discordante con una escoria. Este contacto está en posición subvertical y tiene una dirección N40W
De 1.600 a 1.590 m	
1.600-1.590 m	Lava basáltica. Contacto vertical (posiblemente barranco por el que se canalizó la colada)
De 1.590 a 1.564 m	
1.590 m	De nuevo aparece “mortalón” que buza W-SW (Foto ml16). Matriz limosa. Depósito compactado con estructuras de deformación La zona externa tiene más matriz y después aparecen los bloques. Tiene fracturas y planos de movimiento y grandes bloques. Facies menos matriz y muy tectonizada
1.564 m	Muro del “mortalón”. La dirección del contacto es N271E y el buzamiento 15° (Fotos ml17, ml18, ml19)
De 1.560 a 1.455 m	
	Encajante coladas alteradas y fracturadas
1.560 m	Dique N105E de dirección, buza hacia el N 45°, 70 cm de potencia
1.555 m	Dique N112E, 0,5 m de potencia
1.552 m	Dique N121E
1.540 m	Dique N110, buzamiento 45°N Dique/s a lo largo de varias decenas de metros, dirección N120E, termina a los 1.500 m
1.490-1.480 m	Dique/s a lo largo de 10 m
1.475 m	Dique N120E, buzamiento 85°SW
1470-1.460 m	Dique/s a lo largo de 10 m, dirección 80° Dique paralelo a la galería a lo largo de varios metros, dirección de buzamiento N232E, buzamiento 65°N (Foto ml20)
1.455 m	Zona de cizalla. Plano de movimiento (Foto ml21) y dique triturado (cataclasita) (Foto ml22). Goteo
De 1.455 a 1.439 m	
	Depósito de deslizamiento con cantos deformados y alargados buzando hacia bocamina. Sobre ellos se deposita una colada con escoria (Foto ml23). El depósito continua hasta la bifurcación de la galería (a 1.435 m en el ramal se toma la muestra de la matriz de “mortalón” M-16)
Desde 1.439 hasta la bocamina	
	Sucesiones de coladas con escorias
1.200 m	Coladas basálticas con grano de millo Coladas muy potentes con fracturas concoidales
600 m	Paleosuelo. Contacto neto con escorias Cantos redondeados de gran tamaño Piroclastos muy alterados Escorias
200 m	Escorias muy sueltas. La galería esta reforzada para evitar derrumbes Superficies cordadas Almagres en coladas pahoehoe con alteración Escorias de coladas

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA LA PASADA DE MONTELONGO

(Distancia a bocamina)



Foto ml01. Vista del "mortalón" en el punto en el que se tomó la muestra M-10 (2.850 m)



Foto ml04. Aspecto de un mega-bloque englobado en "mortalón" (~2.700 m)



Foto ml02. Aspecto de un sill en la pared de la galería (2.800 m)



Foto ml05. Detalle del "mortalón" en un tramo muy alterado y compactado (~2.640 m)



Foto ml03. Detalle del "mortalón" en el que se observan bloques de distinta composición englobados en una matriz (~2.790 m)



Foto ml06. Tramo de "mortalón" sostenido por cerchas (~2.635 m)



Foto ml07. Detalle del “mortalón” en un tramo intensamente alterado donde se han instalado cerchas (~2.635 m)



Foto ml10. Niveles de piroclastos sobre un bloque de “mortalón” buzando hacia el frente de la galería (1.700 m)



Foto ml08. Aspecto de varios bloques basálticos englobados en “mortalón” (1.700-1.650 m)

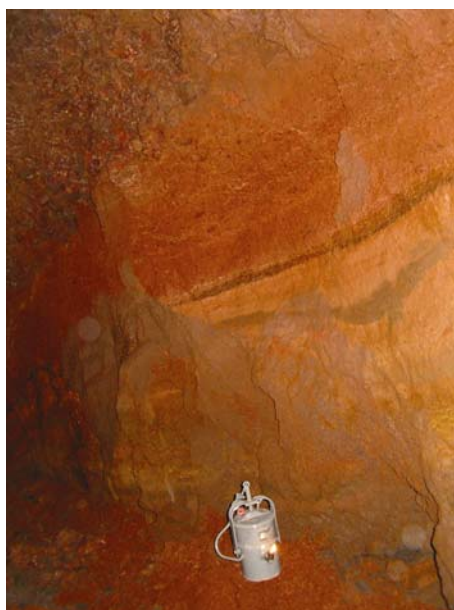


Foto ml11. Detalle del bandeo de piroclastos (1.700 m)



Foto ml09. Vista del “mortalón” en la pared de la galería (1.700-1.650 m)



Foto ml12. Aspecto de un bloque de tamaño métrico englobado en "mortalón" (1.700-1.650 m)



Foto ml15. Detalle de los clastos de pómez incluidos en "mortalón" (~1.610 m)



Foto ml13. Tramo de la galería donde aflora "mortalón" con matriz está más compactada (1.650-1.600 m)



Foto ml16. Vista del "mortalón" en la pared de la galería (1.590-1.564 m)



Foto ml14. Aspecto del "mortalón" en el que destacan clastos de pómez (~1.610 m)



Foto ml17. Contacto del muro del "mortalón" buzando hacia el frente de la galería (1.564 m)



Foto ml18. Vista del muro del "mortalón" (arriba) en contacto con coladas alteradas (abajo) (1.564 m)



Foto ml21. Zona de cizalla cerca del contacto con "mortalón" (1.455 m)



Foto ml19. Detalle del contacto del muro del "mortalón" (1.564 m)



Foto ml22. Dique intensamente fracturado y alterado en contacto con "mortalón" (~1.455 m)



Foto ml20. Dique fracturado y alterado paralelo a la galería (~1.458 m)



Foto ml23. Detalle del contacto entre los depósitos de deslizamiento (abajo) y las escorias de una colada (arriba) (~1.445 m)



OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA PINO SOLER (VALLE DE LA OROTAVA)

Distancia a bocamina	Observaciones generales* (Galería Pino Soler)
De 4.830 a 4.000 m	
	Coladas masivas completamente alteradas y fracturadas, con varios planos de rotura importantes y numerosos diques muy alterados. Las "ventanas" (espacios de roca encajante entre diques) son de 5-10 m a lo largo de 100 m, por lo que el número de diques es superior a 10, en dicha distancia (considerando una potencia media de los diques de 1 m, el porcentaje medio de tramo intruido es >>10%). Destaca la alteración hidrotermal. Muchos tramos están reforzados con cerchas. El goteo y chorreo de agua en el techo de la galería son muy frecuentes
	En el frente hay arcillas alteradas sostenidas con cerchas (Foto ps01)
4.800 m aprox.	Plano de rotura N189E, buzamiento 40°NW
4.700 m aprox.	Dique N260E, subvertical (en el frente hay numerosos diques intensamente alterados)
	5 diques subverticales, dirección 80°
4.650 m	Dique N45E
	El encajante está intensamente fracturado, alteración hidrotermal. Cae mucho agua
4.600 m	Fractura con flujo importante de agua
4.550 m	Dique N80E
	Cerchas en las coladas alteradas que forman el encajante
	Dique N90E, vertical (Foto ps02)
	Planos de falla. Roca encajante piroclastos pumíticos
4.500 m	Coladas intensamente fracturadas sostenidas con cerchas
4.490 m	Fractura abierta con mucho agua
	Muchísimos diques, encajante coladas basálticas muy fracturadas
4.480 m	Fractura abierta, 1 m de apertura, dirección N250E, buzamiento 75°NW
	Continúan las coladas intensamente alteradas y fracturadas
4.400 m	Dique N247E, buzamiento 85°W (muchos más diques, están muy alterados y completamente rotos)
4.350 m	Contacto coladas alteradas y piroclastos. Sostenimiento con cerchas
4.335 m	Brecha de falla dirección 45°
4.240 m	Falla dirección N257E, buzamiento 83°NW. Varios flujos de agua en el techo
4.200 m	Tramo muy fracturado con cerchas, 3 m de zona completamente brechificada en contacto con un dique N85E y buzamiento 80°S
4.150 m	Dique N32E, buzamiento 83°SE
4.140 m	Dique N35E, zona brechificada
	(Fotos ps03, ps04, 4.400-4.100 m)
4.100 m	Varias fallas, destacan 3
4.030 m	Cerchas a lo largo de una zona de fracturación muy intensa, dirección principal N213E, buzamiento 75°NW
De 4.000 a 3.470 m	
	Disminuye la densidad de diques y la alteración hidrotermal. El espacio entre diques, a lo largo de 100 m, es de 10-20 m (considerando una potencia media de los diques de 0,5-1 m, el porcentaje medio de tramo intruido es de 5-10%). Coladas basálticas en donde, a diferencia del tramo anterior, se pueden diferenciar algunos tramos de escorias, aunque están muy alteradas
4.000 m	Escorias muy alteradas
3.990 m	2 dique dirección 35°, potencias 0,4 y 1 m
	Cerchas en los tramos más fracturados de la colada
	Dique N223E, buzamiento 77°NW, encajante triturado y con estrías
	Fractura en colada masiva fracturada N210E, buzamiento 70°NW
	Cerchas recubriendo el encajante formado por una colada muy fracturada y alterada
3.870 m	Dique, dirección 10°W
	A partir de los 3.800 m las "ventanas" de encajante entre los diques, a lo largo de

Distancia a bocamina	Observaciones generales* (Galería Pino Soler)
3.500 m	100 m de longitud, son de 20-30 m (4-3 diques en 100 m). También hay cerchas en los tramos de mayor fracturación Varios diques 60-70° de dirección Dique dirección 50° Coladas muy alteradas recubiertas por cerchas 2 diques, uno subvertical y otro tumbado buzando al N
De 3.470 a 3.361 m	Muro de "mortalón". El plano del contacto tiene dirección N85E y buzamiento 33°N (Foto ps05) "Mortalón" (Foto ps06)
3.400 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (PS-1)
De 3.361 a 3.268 m	Techo de "mortalón", sobre el que se encuentra una colada basáltica. El contacto es un plano con dirección 20°W, buzando 40° hacia el N (Foto ps07) Sobre esta colada aflora un nivel de piroclastos removilizados. Encima de ellos hay otro tramo de "mortalón"
De 3.268 a 3.010 m	Muro de "mortalón" El plano del contacto no tiene banda de deformación, su dirección es N105E y buzamiento 20°NE (Foto ps08)
3.200 m	Toma de muestra de la matriz de "mortalón" (PS-2) A medida que se sale de la galería aumenta la proporción de bloques en el "mortalón" y matriz es más arenosa (variación lateral irregular en la granulometría de la matriz y en el tamaño de los bloques) (Fotos ps09 y ps10)
3.115 m	Dique en el "mortalón" N45E, buzamiento 97°SE, 1,5 m de potencia
De 3.010 a 0 m	
3.010 m	El contacto del techo del "mortalón" es muy tendido, buza 10° hacia el N y tiene una dirección N37E (Foto ps11). Por encima se encuentra la escoria de una colada basáltica
3.005 m	Dique N70E, buzamiento 80°S Sucesiones de lavas con escorias fundamentalmente basálticas (relleno del valle de La Orotava)

*Esta galería se visitó en carrito y el tiempo para realizar observaciones en su interior fue limitado. Por estos motivos, únicamente se pudieron realizar observaciones generales y tomar medidas representativas en determinados puntos

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA PINO SOLER (Distancia a bocamina)



Foto ps01. Arcillas alteradas en un tramo con cerchas (4.830 m)



Foto ps04. Vista de la galería en la que se observan coladas alteradas (~4.100 m)



Foto ps02. Detalle del contacto de un dique (izquierda) con coladas alteradas (derecha) (~4.530 m)



Foto ps05. Aspecto del muro del "mortalón". Los materiales del contacto están alterados y deformados (3.470 m)



Foto ps03. Vista desde el carrito de un tramo de la galería con coladas masivas, muy alteradas y fracturadas (~4.400 m)



Foto ps06. Vista del "mortalón" en la pared de la galería (~3.400m)



Foto ps07. Techo del "mortalón", sobre él se encuentra una colada alterada (3.361 m)



Foto ps08. Muro del "mortalón", que se encuentra sobre piroclastos (3.268 m)



Foto ps09. Aspecto del "mortalón" en el segundo tramo en el que aflora a lo largo de esta galería (~3.150 m)



Foto ps10. Aspecto del "mortalón" en la pared de la galería (~3.150 m)



Foto ps11. Techo del "mortalón", sobre el que se encuentran escorias de una colada (3.010 m)



Síntesis de los datos recopilados en la galería Pino Soler (valores representativos estimados)

OBSERVACIONES REALIZADAS EN LA GALERÍA BOLAÑOS (VALLE DE LA OROTAVA)

Distancia a bocamina	Observaciones (Galería Bolaños)
1.550 m	Piroclastos de cantos centimétricos y decimétricos de composición basáltica
1.500-1.370 m	Coladas basálticas alteradas con escorias compactadas y aplastadas Zona fallada y machacada. En algunos de los tramos más profundos se aprecia la textura en grano de millo en las coladas
1.370 m	<i>Sill</i> , contacto intrusivo neto y subhorizontal (Foto b01). Lo atraviesa un dique subvertical (Foto b02). Por debajo hay un depósito piroclástico Dirección del <i>sill</i> N90E. Dirección del dique N100E, buzamiento 70°N Dirección de un plano tectónico en el depósito piroclástico, N159E, buzamiento 55°E
1.355-1.335 m	Cerchas de hormigón sosteniendo la galería en un tramo en el que el <i>sill</i> está intensamente fracturado (Fotos b03 y b04)
1.335-1.285 m	Depósito piroclástico (Fotos b05 y b06)
1.285 m	Contacto subhorizontal con materiales pumíticos (Fotos b07) Por encima depósitos de piroclastos sálicos completamente soldados (ignimbrita) (Foto b08) con intercalaciones de piroclastos básicos (Foto b09)
1.200 m	La ignimbrita, que estaba buzando hacia el sur, comienza a perderse en el techo de la galería. Cerchas más adelante
1.190 m	Fallas en la salida de las cerchas (fotos b10, b11) 1) N10W y buzamiento 85°E; 2) N47E, buzamiento 52°SE
1.185 m	Depósitos de grano grueso grano-soportados, formados por gravas de varios centímetros de diámetro y niveles de arenas. Composición basáltica (Foto b12)
1.150 m	Muro de "mortalón". Bloques angulosos, algunos bloques de tamaño métrico (4-5 m) fracturados y alterados (Fotos b13, b14) englobados en una matriz. El contacto buza hacia el N
1.140 m	Techo del "mortalón". En la parte superior hay una colada basáltica. El contacto buza hacia el norte 80° (Foto b15)
1.100 m	Escoria que sube hacia el techo y el contacto pasa a buzar hacia el sur Dos fracturas
1.097 m	Muro de un nuevo tramo de "mortalón". Los bloques más grandes tienen tamaño cm-dm y el porcentaje de matriz es mayor que en el tramo anterior (<i>debris flow</i>) Mucho goteo y paredes mojadas (Foto b16, b17)
1.080 m	En la parte superior de este tramo destacan estructuras de deformación y estiramiento de clastos y estructuras <i>jig-saw</i> (Foto b18)
Tomando el ramal de la izquierda (datos según se entra)	
990 m	Colada basáltica en el ramal (Foto b19)
1.000 m	De nuevo estructuras alargadas y bloques <i>jig-saw</i> (Fotos b20, b21)
1.010 m	Escoria por encima y colada masiva
1.100 m	Vuelve a aparecer "mortalón" con clastos estirados
1.110 m	Escoria debajo buzando al N
1.200 m	"Mortalón" (Foto b22) Ignimbrita/depósitos piroclásticos muy compactados (Foto b23)
1.350 m	Depósitos piroclásticos básicos (esta secuencia de materiales afloraba también en el otro ramal) (Foto b24)
1.400 m	<i>Sill</i> (con características semejantes al observado en el otro ramal)

FOTOGRAFÍAS DE LA GALERÍA BOLAÑOS (Distancia a bocamina)



Foto b01. Detalle del *sill* (arriba) en contacto con coladas alteradas (abajo) (1.370 m)



Foto b04. Refuerzo de hormigón revistiendo la galería en el tramo del *sill* fracturado (1.355 m)



Foto b02. Aspecto del dique que atraviesa el *sill* (1.370 m)



Foto b05. Vista del depósito de piroclastos en la pared de la galería (~1.300 m)



Foto b03. Vista de la intensa fracturación del *sill* en el techo de la galería (~1.355 m)



Foto b06. Detalle de los materiales piroclásticos (~1.290 m)



Foto b07. Secuencia de depósitos piroclásticos pumíticos (blancos) y básicos (oscuros) (1.285 m)



Foto b10. Falla en el techo de la galería que pone en contacto materiales piroclásticos y coladas basálticas (1.190 m)



Foto b08. Vista del depósito de piroclastos pumíticos (~1.250 m)



Foto b11. Vista de la falla en el techo de la galería (~1.190 m)



Foto b09. Intercalaciones de piroclastos sálicos (pumíticos) y básicos (~1.225 m)



Foto b12. Aspecto de depósitos de grano grueso y composición homogénea (1.185 m)



Foto b13. Aspecto de un mega-bloque en "mortalón" (~1.145 m)



Foto b16. Aspecto del "mortalón" en el segundo tramo que aflora a lo largo de esta galería (1.090 m)



Foto b14. Boques angulosos de tamaño decimétrico englobados en "mortalón" (~1.145 m)



Foto b17. Vista del "mortalón" en el que destaca el porcentaje de matriz (1.085 m)



Foto b15. Techo del "mortalón" buzando hacia bocamina, sobre el que se encuentra una colada basáltica fracturada y alterada (1.140 m)



Foto b18. Clastos aplastados y estirados en "mortalón" (1.080 m)



Foto b19. Contacto del “mortalón” con la escoria de una colada (990 m, ramal izq.)



Foto b22. Aspecto del “mortalón” (1.200 m, ramal izq.)



Foto b20. Aspecto de los bloques fracturados englobados en “mortalón” (1.000 m, ramal izq.)

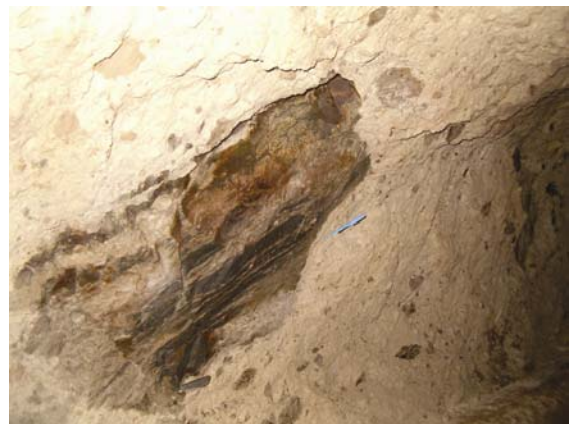


Foto b23. Depósitos piroclásticos sálicos (~1.250 m, ramal izq.)



Foto b21. Bloques estirados y fracturados englobados en “mortalón” (1.000 m, ramal izq.)



Foto b24. Depósitos de piroclastos de composición variada (1.350 m, ramal izq.)

ANEXO III
PROPIEDADES FÍSICAS Y MECÁNICAS DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS

- III.1. Recopilación de propiedades de los materiales volcánicos
- III.2. Selección de propiedades representativas de los materiales del modelo
- III.3. Salidas gráficas de la aplicación del criterio de Hoek y Brown (mediante el programa RocLab)

ANEXO III.1. RECOPIACIÓN DE PROPIEDADES DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	ν	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
1	St. Helens y Bezymianny	Flanco, en general		0,1-1	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Donnadieu et al., 2001
1	Hawai	Flanco, en general	23-29		20-60		0,22-0,28				Recopilación bibliográfica para análisis de estabilidad (macizo)	Elsworth y Voight, 1995
1	La Orotava (Tenerife)	Flanco, en general	27	0	35	7,5	0,25				Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Hürlimann, 1999
1	Hawai	Flanco, en general	15		30-40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Iverson, 1995
1	Mount St. Helens	Flanco, en general	21,56		27						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Paul et al., 1987
1	Mount St. Helens	Flanco, en general	24	1	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Reid et al., 2000
1	Mount Rainer	Flanco, en general	24	0,5	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Reid et al., 2001
1	Mount St. Helens	Flanco, en general	24-25	1	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Thomas et al., 2004b
1	Mount St. Helens	Flanco, en general	23,5	0-0,6	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Voight et al., 1983
1	Volcanes	Flanco, en general	23-29		20-60		0,22-0,28				Recopilación bibliográfica para análisis de estabilidad (macizo)	Voight y Elsworth, 1997
1	Citlaltepetl (Méjico)	Cono Citlaltepetl	24,5	0,14	20						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Zimbelman et al., 2004
1	Citlaltepetl (Méjico)	Edificio antiguo	24,5	0,45	30						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Zimbelman et al., 2004
2	Arenal (Costa Rica)	Coladas	20 (Sat. 25)	0	40-44		0,28				Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Alvarado, 2003
2	Stromboli (Italia)	Coladas	22,26-25,30 (23,29) Sat. 22,95- 25,60 (23,91)			22,6 (14,9- 29,5)	0,15-0,34 (0,25)	47-143 (95)		40-55 (40)	Ensayos (matriz)	Apuani et al., 2005 a
2	Stromboli (Italia)	Coladas	19,71-26,68 (22,56)	1,5-3,9	31-43	3,97					Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Apuani et al., 2005 b
2	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas (dacita)	24,7			12	0,23-0,33	187,7			Ensayos (matriz)	Concha-Dimas, 2004
2	Pico de Orizaba	Coladas (andesita)	23,5			12	0,19-0,24	137			Ensayos (matriz)	Concha-Dimas,

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	ν	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
	(Méjico)		Sat. 23,9									2004
2	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas sin alterar	24,5 Sat. 25					144,55			Parámetros análisis de sensibilidad (matriz)	Concha-Dimas, 2004
2	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas sin alterar	26,46							50	Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Concha-Dimas, 2004
2	Tenerife	Coladas basálticas	15-31 (23-28)					25-160 (40-80)	63-80		Recopilación. Ensayos (matriz) y observaciones in situ (macizo)	González de Vallejo et al., 2004
2	Etna	Basaltos				25 (dinámico)		155			Ensayos (matriz)	Heap et al., 2007
2	Islandia	Basaltos				36 (dinámico)		350			Ensayos (matriz)	Heap et al., 2007
2	Tenerife	Basaltos	10,8-30,7 (24,7) Sat. 14,7-30,8 (25,4)			3,91-66,25 (29,31) (dinámico) 1,6-141,73 (49,29)	0,27 (máx. 0,44)	81,1 (max. 335,8)			Ensayos (matriz) (más de 100 ensayos)	Hernández et al., in press
2	White Island (N. Zelanda)	Coladas (andesitas-dacitas)	24,4-25	1,16-3,39	50,5-62,3			94-210	70-73	50-60	Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Moon et al., 2005
2	Kilauea (Hawaii)	Coladas	23,52-27,44	1,18-1,33	30-55			68-301	37-63		Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Okubo, 2004
2	Tenerife	Coladas frescas	21,7					50-120 (84,1)		54-64		Del Potro y Hürimann, 2007
2	En general	Rocas frescas	24	0,6	42						Parámetros postulados (matriz)	Reid et al., 2001
2	Vesubio (Italia)	Núcleo de colada	27,1			17,07-20,53 (dinámico)	0,27-0,33 (dinámico)				Ensayos (matriz)	Rocchi et al., 2004
2	Etna (Italia)	Núcleo de colada	26,95			27,6-32,6 (dinámico)	0,31-0,39 (dinámico)				Ensayos (matriz)	Rocchi et al., 2004
2	Etna (Italia)	Corteza de colada	24,5			10,2-14,4 (dinámico)	0,22-0,28 (dinámico)				Ensayos (matriz)	Rocchi et al., 2004
2	Hawaii	Basaltos subaéreos		5,3	20,4						Ensayos (matriz)	Schiffmann et al., 2006
2	En general	Basaltos		66		59,2-69,6 (77,9)	0,2-0,3 (0,25)	168-364 (266)			Ensayos (matriz)	Schultz, 1995
2	En general	Macizos basálticos		0,6-6		10-40	0,3	10-90			Estimaciones y cálculos principalmente a partir del RMR (Macizo)	Schultz, 1995
2	En general	Macizos basálticos							58-67		Observaciones in situ (macizo)	Schultz, 1996
2	Tenerife	Coladas basálticas		0,79-1,72	28,1-31,8			150	48-60		Observaciones in situ y RocLab (macizo)	Thomas et al., 2004a

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	ν	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
2	Tenerife	Coladas fonolíticas		0,44-1,84	28-34,9			175	38-60		Observaciones in situ y RocLab (macizo)	Thomas et al., 2004a
2	La Palma	Coladas basálticas	23,6-26,1 (24,7) Sat. 23,8-26,6 (25,6)	8,3-16 (11)	36-48 (42)	12,43-42,17 (23,7)	0,23-0,27	105-122 (115)		55-75 (65)	Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Van Berlo, 2006
2	Mt Rainer (EEUU)	Coladas		0,21-0,41	24-45					74	Observaciones in situ y criterio Hoek y Brown (macizo)	Watters et al., 2000
2	Mt. Adams (EEUU)	Coladas sanas-ligeramente alteradas	20,6		39-45			31-63			Recopilación (macizo)	Zimbelman et al., 2003
2	Citlatépetl (Méjico)	Coladas sanas-ligeramente alteradas	24,5		34-42			120-196			Recopilación (macizo)	Zimbelman et al., 2003
2	Mt. Rainer (EEUU)	Coladas sanas-ligeramente alteradas	24,5		38-46			85-207			Recopilación (macizo)	Zimbelman et al., 2003
2	En general	Rocas frescas	24,5					120-196 (146)			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Rocas alteradas (andesita) (T2)	19,2 Sat. 20,1					61,5			Parámetros análisis de sensibilidad (matriz)	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Rocas alteradas (dacita) (J2)	20,2 Sat. 21,9			4,94-5,36	0,3-0,6	35			Parámetros análisis de sensibilidad (matriz)	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Colada alterada (4a-1)	22,8 Sat. 23,4					102			Parámetros análisis de sensibilidad (matriz)	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Colada alterada (andesita) (T2)	19	0,45-1,94 (1,13)	5,4-11,91 (8,79)	0,78-7,84 (3,38)				50-10	Macizo	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas alteradas (4a-1)	23	1,79	10,82	4,21	0,25			35	Macizo	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas alteradas (T2)	19	1,24	9,67	3,30	0,25			35	Macizo	Concha Dimas, 2004
3	Pico de Orizaba (Méjico)	Coladas alteradas (J2)	20	0,95	7,69	2,49	0,3			35	Macizo	Concha Dimas, 2004
3	White Island (N. Zelanda)	Coladas alteradas		0,37	14,9						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Moon et al., 2005
3	Tenerife	Coladas alteradas	10,5					20-75 (46)		44-54		Del Potro y Hürliemann, 2007
3	En general	Rocas débiles-muy débiles	19	0,01-0,5	15-27						Recopilación bibliografía (matriz)	Reid et al., 2000
3	En general	Rocas muy alteradas	21	0,3	28						Parámetros postulados (matriz)	Reid et al., 2001
3	En general	Rocas alteradas	23	0,4	35						Parámetros postulados (matriz)	Reid et al., 2001
3	La Palma	Coladas alteradas	19	0,3	17						Parámetros análisis de	Van Berlo, 2006

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	ν	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
			Sat. 20								estabilidad (macizo)	
3	Soufriere Hills	Materiales alterados		0,05	40						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Voight, 2000
3	Mt. Rainer (EEUU)	Rocas completamente alteradas	10,8-16,6		16-23			8-21			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	Mt. Rainer (EEUU)	Rocas muy alteradas	21,5		22-28			28-56			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	Mt. Adams (EEUU)	Coladas muy alteradas	15,7		16-27			6-16			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	Mt. Adams (EEUU)	Completamente alteradas	9,8-13,7		14-19			3-7			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	Citlatépelt (Méjico)	Coladas muy alteradas	20,6		21-24			17-45			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	Citlatépelt (Méjico)	Completamente alteradas	7,8-16,6		10-15			5-9			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2003
3	En general	Rocas alteradas	7,8-16,6					8,6-57,8 (34,7)			Recopilación (matriz)	Zimbelman et al., 2004
3	Citlaltepetl (Méjico)	Núcleo alterado	15,7	0,,7	10						Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Zimbelman et al., 2004
4	Arenal (Costa Rica)	Piroclastos y epiclastos	14	0,09– 0,092	12	1,04-2,24	0,33-0,37				Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Alvarado, 2003
4	Stromboli (Italia)	Piroclástos y epiclastos	14,71	0,6-1,4	15-23	0,59	0,25			8-20	Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Apuani et al., 2005
4	Pico de Orizaba (Méjico)	Piroclastos alterados	12,2 Sat. 14,7			2,1					Ensayos (matriz)	Concha-Dimas, 2004
4	Pico de Orizaba (Méjico)	Piroclastos alterados	15,1 Sat. 16.6								Ensayos (matriz)	Concha-Dimas, 2004
4	Tenerife	Piroclastos	8-15	0-0,1	30–45			0-5			Recopilación bibliografía	González de Vallejo et al., 2006
4	Tenerife	Piroclastos	12,30	0,14-0,18	34-37			4–4,5			Mapa geotécnico (matriz)	IGME, 1974
4	Canarias	Piroclastos	8-10	0,15	35							Peiró, 1997
4	Canarias	Piroclastos (Lapilli)	8-12 (Aparente 11-16)	0,14-0,18	34-37			0,39-0,54				Lomoschitz et al., 2006
4	Canarias	Piroclastos	5-17,5					0,2-6 (1) aprox.		25		Serrano y Olalla.,
4	Canarias	Piroclastos (lapilli laminado)	6-22 (13,3)					0-11,5 (2,9)				Serrano et al., 2007
4	Canarias	Piroclastos (lapillo suelto)	11-17 (13)					2				Serrano et al., 2007

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	ν	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
4	Canarias	Piroclastos /pumitas)	3,5-13 (6,5)					0-1 (0,3)				Serrano et al., 2007
4	Colombia (Brasilia Nueva)	Piroclastos (ceniza y lapilli)	14,7-15,1	0,074	30	0,57	0,35				Bibliografía	Sigarán, 2003
4	Las Colinas (El Salvador)	Piroclastos (de caída y oleada)	11-14,7	0,06-0,08	30-40	0,06	0,42				Bibliografía	Sigarán, 2003
5	Stromboli (Italia)	Escorias	8,83–17,46	0,8-2	20–29			30-80		15-35	Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Apuani et al., 2005 a y b
5	Tenerife	Escorias	14,9					15-55 (41,6)			Ensayos y observaciones in situ	Del Potro y Hürlimann, 2007
5	Tenerife	Basaltos escoriaceos					0,25-0,37 (0,31)	10-120 (30)			Ensayos (matriz)	Rodríguez-Losada et al., 2007
5	La Palma	Escorias	14,7 Sat. 15,4	3,3	29	2,7	0,27	65		30-45	Parámetros análisis de estabilidad (mazico)	Van Berlo, 2006
6	Tenerife	Hialoclastitas	17,15-23,72 (18,4) Sat. 18,42-25,77 (19,86)								Ensayos (matriz)	En este estudio
6	Hokkaido (Japón)	Hialoclastitas	19,7	0,4-0,97	39-42							Ishijima y Fujii, 1997
6	Hawai	Hialoclastitas	22,54-29,46								Ensayos (matriz)	Moore, 2001
6	Volcán Pyramid Mountain (British Columbia)	Hialoclastitas	15,68	0,11-0,66	18			24-35	67-69	60-66	Ensayos (matriz)	Neuffer et al., 2006
6	Hawai	Hialoclastitas alteración incipiente (1.080-1.335 m)		0,9	17,6			2,5 (0-7)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
6	Hawai	Hialoclastitas con alteración esmectítica (1.405-1.573 m)		1,5	15			4,6 (0,7-10,5)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
6	Hawai	Hialoclastitas con alteración paligósquica (1.573-3.000m)		3,2	13,7			10 (1,7-28,9)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
6	Islandia	Hialoclastitas		1,2-1,5	30-50						Bibliografía	Tentler y Temperley, 2006
6	Hawaii	Hialoclastitas	Sat 20,5-25,6									Yokose et al., 2004
7	Hawai	Pillow lavas	28,52-30,48 24,89-27,44 26,66-29,99								Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Moore, 2001

	Zona de estudio	Materiales	γ (kN/m ³)	c (MPa)	ϕ (°)	E (GPa)	v	σ_c (MPa)	RMR	GSI	Comentarios	Referencia
			28,32-29,89									
7	Hawai	Lavas basálticas subaéreas/submarinas		5,3	20,4						Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
7	Hawai	Lavas basálticas submarinas (intrusivas)						114,4-187,9 (131,7)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
7	Hawai	Lavas basálticas submarinas (coladas)						116,1-182,7 (149,4)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
7	Hawai	Pillow lavas						53,1-435 (150,3)			Ensayos sondeo HSDP (matriz)	Schiffmann et al., 2006
7	Hilina slump, Kilauea (Hawai)	Pillow lavas	24,5-28,4	1,81-2,52	58,5-58,9			150-350	62-66		Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Okubo, 2004
8	Hawaii	Dique	Sat. 27,4-30,4									Moore, 2001
8	La Palma	Dique	25-30 (27) Sat. 26-31,2 (28,1)					250		55-80 (67,5)		Van Berlo, 2006
8	Hawaii	Dique	Sat. 28,3									Yokose et al., 2004
8	Hilina slump, Kilauea (Hawai)	Complejo intrusito	26,5-30,4	4,82-5,63	57,7-59,0			150-350	76-81		Parámetros análisis de estabilidad (macizo)	Okubo, 2004

(Datos entre paréntesis valores medios determinados en los trabajos o parámetros representativos empleados en los análisis de estabilidad modelización)

LEYENDA

*	Materiales
1	Materiales volcánicos (sin diferenciar)
2	Coladas
3	Coladas alteradas
4	Piroclastos
5	Escorias
6	Materiales fragmentarios submarinis (Hialoclastitas)
7	Lavas almohadilladas
8	Otros

	Origen de los datos
	Ensayos de laboratorio y observaciones in situ
	Bibliografía
	Análisis de estabilidad. Back análisis
	Parámetros de Mohr-Coulomb equivalentes según el criterio de Hoek y Brown
	A partir de la velocidad de ondas sísmicas
*	Fórmulas propias

ANEXO III.2. SELECCIÓN DE PROPIEDADES REPRESENTATIVAS DE LOS MATERIALES DEL MODELO

COLADAS BASÁLTICAS

RESISTENCIA A COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuni et al., 2005 a	Stromboli	Ensayos	47	143	95	
González de Vallejo et al., 2004	Tenerife	Bibliografía	25	160	60	
Hernández et al.,	Tenerife	Ensayos	-	335	81	
Del Potro y Hürlimann, 2007	Tenerife	Ensayos	50	120	84	
Thomas et al., 2004 a	Tenerife	Ensayos	150	150	150	
Van Berlo, 2006	La Palma	Martillo de Schmidt	105	122	115	
		Media	75	172	98	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuni et al., 2005 a	90 Stromboli	Ensayos	22,3	25,3	23,3	
Apuni et al., 2005 b	Stromboli	Ensayos	19,7	26,7	22,6	
González de Vallejo et al., 2004	Tenerife	Bibliografía	15,0	31,0	25,5	
Hernández et al.,	Tenerife	Ensayos	10,8	30,7	24,7	Valor considerado
Okubo, 2004	Kilauea, Hawai	Bibliografía	23,5	27,5	25,5	
Del Potro y Hürlimann, 2007	Tenerife	Ensayos	21,7	21,7	21,7	
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	23,6	26,1	24,7	

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	23,8	26,6	25,6	
Apuni et al., 2005a	Stromboli, Italia	Ensayos	23,0	25,6	23,9	
Hernández et al.,	Tenerife	Ensayos	14,7	30,8	25,4	Valor considerado (103% peso esp. seco)

RMR						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
González de Vallejo et al., 2004	Tenerife	Observ. in situ	63	80	72	
Okubo, 2004	Kilauea, Hawai	Observ. in situ	37	63	56	
Schultz, 1996	Macizos basálticos	Observ. in situ	58	67	63	
Thomas et al., 2004 a	Tenerife	Observ. in situ	48	60	54	
En este trabajo	Tenerife	Observ. in situ			57-68	Valores considerados (ver siguiente apartado)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuni et al., 2005 a	Stromboli, Italia	Observ. in situ	40	55	48	
Van Berlo, 2006	La Palma	Observ. in situ	55	75	65	
Del Potro y Hürlimann, 2007	Tenerife	Observ. in situ	54	64	59	
En este trabajo	Tenerife	Observ. in situ			52-63	Valores considerados

COLADAS ALTERADAS

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	61,5	61,5	61,5	
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	35,0	35,0	35,0	
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	102,0	102,0	102,0	
Del Potro y Hürimann, 2007	Tenerife	Ensayos	20	75	46	Valor considerado
Zimbelman et al., 2003	Mt, Rainer, EEUU	Bibliografía	8,0	21,0	14,5	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Rainer, EEUU	Bibliografía	28,0	56,0	42,0	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Adams, EEUU	Bibliografía	6,0	16,0	11,0	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Adams, EEUU	Bibliografía	3,0	7,0	5,0	
Zimbelman et al., 2003	Citlatépelt, Méjico	Bibliografía	17,0	45,0	31,0	
Zimbelman et al., 2003	Citlatépelt, Méjico	Bibliografía	5,0	9,0	7,0	
Zimbelman et al., 2004	En general	Bibliografía	8,6	57,8	34,7	
		Media	26,7	44,1	35,4	

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	19,0	19,0	19,0	
Reid et al., 2000	En general	Bibliografía	19,0	19,0	19,0	
Reid et al., 2001	En general	Postulado	21,0	21,0	21,0	
Reid et al., 2001	En general. Rocas alteradas	Postulado	23,0	23,0	23,0	
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	19,0	19,0	19,0	
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	19,2	19,2	19,2	
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	20,2	20,2	20,2	
Concha Dimas, 2004	Citlatépelt, Méjico	Ensayos	22,8	22,8	22,8	
Del Potro y Hürimann, 2007	Tenerife	Ensayos	10,5	10,5	10,5	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Rainer, EEUU	Bibliografía	21,5	21,5	21,5	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Rainer, EEUU	Bibliografía	10,8	16,6	13,7	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Adams, EEUU	Bibliografía	15,7	15,7	15,7	
Zimbelman et al., 2003	Mt, Adams, EEUU	Bibliografía	9,8	13,7	11,8	
Zimbelman et al., 2003	Citlatépelt, Méjico	Bibliografía	20,6	20,6	20,6	
Zimbelman et al., 2003	Citlatépelt, Méjico	Bibliografía	7,8	16,6	12,2	
Zimbelman et al., 2004	En general	Bibliografía	7,8	16,6	12,2	
Zimbelman et al., 2004	Citlatépelt, Méjico	Bibliografía	15,7	15,7	15,7	
		Media	16,7	18,3	17,5	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Estimación	20,0	20,0	20,0	105% peso esp. seco
Concha Dimas, 2004	Citlatépetl, Méjico	Ensayos	20,1	20,1	20,1	105% peso esp. seco
Concha Dimas, 2004	Citlatépetl, Méjico	Ensayos	21,9	21,9	21,9	108% peso esp. seco
Concha Dimas, 2004	Citlatépetl, Méjico	Ensayos	23,4	23,4	23,4	102% peso esp. seco
					18,4	Valor considerado (aplicando el 105% peso esp. seco)

RMR						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
En este trabajo	Tenerife	Obs. in situ			44-55	Valores considerados (ver siguiente apartado)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Del Potro y Hürimann, 2007	Tenerife	Observ. in situ	44	54	49	
En este trabajo	Tenerife	Obs. in situ			39-50	Valores considerados

DIQUES

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	100	350	250	Media demasiado elevada
					175	Valor considerado. Media de los valores típicos de rocas muy duras (según la ISMR)

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Moore, 2001	Hawaii	Ensayos	27,4	30,4	28,9	
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	26,0	31,2	28,1	
Yokose et al., 2004	Hawaii	Ensayos	28,3	28,3	28,3	
		Media			28,4	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	25,0	30,0	27,0	
					27,6	Valor considerado (disminución respecto al peso esp. sat. igual que coladas basálticas)

RMR						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
En este trabajo	Tenerife	Obs. in situ			55-70	Valores considerados (ver siguiente apartado)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Obs. in situ	55	80	68	
En este trabajo	Tenerife	Obs. in situ			50-65	Valores considerados

ESCORIAS

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuani et al., 2005 a, b	Stromboli	Ensayos	30	80	30	
Del Potro y Hürlimann, 2007	Tenerife	Ensayos	15	55	42	
Rodríguez-Losada et al., 2007	Canarias	Ensayos	10	120	30	
			18	85	34	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuani et al., 2005 a, b	Stromboli (Italia)	Ensayos	8,8	17,5	14,7	
Del Potro y Hürlimann, 2007	Tenerife	Ensayos	14,9	14,9	14,9	
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	14,7	14,7	14,7	
		Media			14,8	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2004	La Palma	Estimación	9,3	15,5	15,4	Valor demasiado bajo
					16,6	Valor considerado. 112% peso esp. seco (media del incremento de coladas alteradas y piroclastos)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuani et al., 2005 a, b	Stromboli (Italia)	Observ. in situ	15	35	20	
Serrano y Olalla, ...	Canarias	Observ. in situ	15	35	25	
En este trabajo	Tenerife	Observ. in situ			14-25	Valores seleccionados

PIROCLASTOS

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
González de Vallejo et al., 2004	Tenerife	Bibliografía	0	5,0	2,5	
IGME, 1974	Tenerife	Ensayos	4,0	4,50	4,3	
Lomoschitz et al., 2006	Canarias	Bibliografía	0,4	0,5	0,5	
Serrano y Olalla, ...	Canarias	Ensayos	0,2	6,0	1,0	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	0	11,5	2,9	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	2,0	2,0	2,0	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	0	1,0	0,3	
		Media			2	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Alvarado, 2003	El Arenal, Costa Rica	Ensayos	14,0	14,0	14,0	
Apuani et al., 2005 a, b	Stromboli, Italia	Ensayos	14,7	14,7	14,7	
Concha Dimas 2004	Piroclastos alterados (4c)	Ensayos	12,2	12,2	12,2	
Concha Dimas 2004	Piroclastos alterados (12,13)	Ensayos	15,1	15,1	15,1	
González de Vallejo et al., 2004	Tenerife	Bibliografía	8,0	15,0	11,5	
IGME, 1974	Tenerife	Ensayos	12,3	12,3	12,3	
Lomoschitz et al., 2006	Canarias	Bibliografía	8,0	12,0	10,0	
Peiró, 1997	Canarias	Bibliografía	8,0	10,0	9,0	
Serrano y Olalla,...	Canarias	Ensayos	5,0	17,5	11,2	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	6, 0	22,0	13,3	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	11,0	17,0	13,0	
Serrano et al., 2007	Canarias	Ensayos	3,5	14,0	6,5	
Sigarán, 2003	Colombia (Brasilia Nueva)	Bibliografía	14,7	15,1	14,9	
Sigarán, 2003	El Salvador (Las Colinas)	Bibliografía	11,0	14,7	12,8	
		Media	10,3	14,7	12,2	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Concha Dimas 2004	Piroclastos alterados	Ensayos	14,7	14,7	14,7	120% peso esp. seco
Concha Dimas 2004	Piroclastos alterados	Ensayos	15,0	17,0	16,0	106% peso esp. seco
Lomoschitz et al., 2006	Piroclastos (Lapilli) aparente	Bibliografía	11,0	16,0	13,5	135% peso esp. seco
					14,6	Valor considerado. (120% peso esp. seco)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Apuani et al., 2005 a, b	Stromboli (Italia)	Observ. in situ	8	20	15	
Serrano y Olalla, ...	Canarias	Observ. in situ	25	25	25	
En este trabajo	Tenerife	Observ. in situ			9-20	Valores seleccionados

MATERIAL FRAGMENTARIO SUBMARINO (HALOCLASTITAS)

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Schiffman et al., 2006	Hawaii	Ensayos	0,0	7,0	2,5	Alteración incipiente (sondeo 1.080-1.335 m)
Schiffman et al., 2006	Hawaii	Ensayos	0,7	10,5	4,6	Alteración esmectítica (sondeo 1.405-1.573 m)
Schiffman et al., 2006	Hawaii	Ensayos	1,7	28,9	10,0	Alteración palagonítica (sondeo 1.573-3.000 m)
		Media	0,8	15,5	5,7	Valor considerado (zona menos alterada)

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Moore et al., 2001	Hawaii	Ensayos	22,5	26,5	24,5	Valor considerado
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	18,5	18,5	18,5	
Yokose et al., 2004	Hawaii	Ensayos	20,5	25,6	23,1	
En este trabajo	Tenerife	Ensayos	18,4	25,8	19,9	

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Ishijima y Fujii, 1997	Hokkaido (Japón)	Ensayos	19,7	19,7	19,7	
Neuffer et al., 2006	Pyramid Mountain (British Columbia)	Ensayos	15,7	15,7	15,7	
Van Berlo, 2006	La Palma	Bibliografía	17,7	17,7	17,7	
En este trabajo	Tenerife	Ensayos	17,1	23,7	18,4	
					20,5	Valor considerado (estimación) (no influye)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Van Berlo, 2006	La Palma	Observ. in situ	41	41	41	
En este trabajo	Tenerife	Observ. in situ			10-21	

PILLOW LAVAS

RESISTENCIA COMPRESIÓN SIMPLE (MPa)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Schiffman et al. 2006	Hawai	Ensayos	53,1	435,1	150,3	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SATURADO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Moore et al., 2001	Hawaii	Ensayos	28,5	30,5	29,5	Sondeo (1983-2136 m)
Moore et al., 2001	Hawaii	Ensayos	24,9	27,4	26,2	Sondeo (2234-2470 m)
Moore et al., 2001	Hawaii	Ensayos	26,6	30,0	28,3	Sondeo (2640-2790 m)
Moore et al., 2001	Hawaii	Ensayos	28,3	29,9	29,1	Sondeo (2918-3097 m)
		Media	27,1	29,4	28,3	Valor considerado

PESO ESPECÍFICO SECO (kN/m ³)						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
					27,5	Valor considerado (disminución respecto al peso esp. sat. igual que coladas basálticas)

RMR						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
Okubo, 2004	Hawaii, Hilina	Obs. in situ	62	66	64	
En este trabajo	Tenerife	Obs. in situ			63-68	Valores considerados (ver siguiente apart.)

GSI						
REFERENCIA	LOCALIZACIÓN	MÉTODO	MÁS BAJO	MÁS ALTO	MEDIA	COMENTARIOS
En este trabajo	Tenerife				58-63	Valores considerados

RMR REPRESENTATIVO DE LOS MACIZOS DEL MODELO A PARTIR DE DATOS DE CAMPO

COLADAS BASÁLTICAS

	Coladas		Valoración RMR	
Resistencia matriz rocosa (MPa)	50-100 Dura		7	
Jv (discontinuidades/m ³)	8-12 Bloques de tamaño medio-pequeño (RQD = 90-75%)		17	
Separación diaclasas (m)	0,6-0,2 Moderadamente juntas		10	
Longitud (m)	1-3 Baja continuidad		4	
Abertura (mm)	0,1-1 Abiertas-parcialmente abiertas		3	
Rugosidad	Ondulada		1	
Relleno (mm)	Ninguno		6	
Alteración	Ligeramente alterada		5	
Agua	Seco	Goteando	15 (secas)	4 (saturadas)
Índice RMR			68 (secas)	57 (saturadas)
Clase			II Buena	III Media

COLADAS ALTERADAS

	Coladas alteradas		Valoración RMR	
Resistencia matriz rocosa (MPa)	25-50 Moderadamente dura		4	
Jv (discontinuidades/m ³)	12-20 Bloques pequeños (RQD = 75-50%)		13	
Separación diaclasas (m)	0,06-0,2 Juntas		8	
Longitud (m)	<1 Muy baja continuidad		6	
Abertura (mm)	1-5 Abierta		1	
Rugosidad	Rugosa		5	
Relleno (mm)	Relleno blando <5		2	
Alteración	Muy alterada		1	
Agua	Seco	Goteando	15 (secas)	4 (saturadas)
Índice RMR			55 (secas)	44 (saturadas)
Clase			II Media	

DIQUES

	Diques		Valoración RMR	
Resistencia matriz rocosa (MPa)	100-250 Muy dura		12	
Jv (discontinuidades/m ³)	12-20 Bloques pequeños (RQD = 75-50%)		13	
Separación diaclasas (m)	0,06-0,2 Juntas		8	
Longitud (m)	<1 Baja continuidad		6	
Abertura (mm)	0,1-1 Abierta-parcialmente abierta		3	
Rugosidad	Ondulada		1	

	Diques		Valoración RMR	
Relleno (mm)	Ninguno		6	
Alteración	Inalterada		6	
Agua	Seco	Fluyendo	15 (secos)	0* (saturados)
Índice RMR			70 (secos)	55 (saturados)
Clase			II Buena	III Media

*Mientras que en los casos anteriores para el cálculo del RMR en estado saturado los macizos encuentran goteando en el caso de los diques se ha considerado que el agua está fluyendo ya que, tal y como se ha observado en las galerías, los diques actúan como barreras de drenaje vertical y el agua fluye a favor de ellos.

PILOW-LAVAS

	Diques		Valoración RMR	
Resistencia matriz rocosa (MPa)	100-250 Muy dura		12	
Jv (discontinuidades/m ³)	8-12 Bloques de tamaño medio-pequeño (RQD = 90-70%)		17	
Separación diaclasas (m)	0,6-0,2 Moderadamente juntas		10	
Longitud (m)	<1 Baja continuidad		6	
Abertura (mm)	>5 Abierta		0	
Rugosidad	Ligeramente rugosa		3	
Relleno (mm)	Relleno duro >5		2	
Alteración	Moderadamente alterada		3	
Agua	Seco	Ligeramente húmedo	15	10
Índice RMR			68	63
Clase			II Buena	

GSÍ REPRESENTATIVO DE LOS MACIZOS DEL MODELO

	Seco	Saturado
Coladas	63 ⁽¹⁾	52 ⁽¹⁾
Coladas alteradas	50 ⁽¹⁾	39 ⁽¹⁾
Diques	65 ⁽¹⁾	50 ⁽¹⁾
Escorias	25 ⁽²⁾	14 ⁽³⁾
Piroclastos	20 ⁽²⁾	9 ⁽³⁾
Material fragmentario submarino	21 ⁽²⁾	10 ⁽²⁾
Pillow-lavas	63 ⁽¹⁾	58 ⁽¹⁾

⁽¹⁾ Valores de GSÍ obtenidos a partir del RMR (GSÍ=RMR-5)

⁽²⁾ Ábaco Hoek-Brown

⁽³⁾ Reducción del GSÍ equivalente a la reducción del RMR (Bieniawski, 1989) de condiciones secas a goteando (GSÍ-11)

ANEXO III.3. SALIDAS GRÁFICAS DE LA APLICACIÓN DEL CRITERIO DE HOEK Y BROWN (MEDIANTE EL PROGRAMA ROCLAB)

UNIDAD 1. Coladas con escorias recientes, por encima del nivel freático

Hoek Brown Classification

sigci 58.8 MPa
GSI 47.8
mi 18
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 2.79012
s 0.00302755
a 0.506673

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 2.1 MPa

Mohr-Coulomb Fit

c 0.940575 MPa
phi 50.8381 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0638037 MPa
sigc 3.11254 MPa
sigcm 12.9975 MPa
Em 6755.98 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab

Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 58.8 MPa
GSI = 47.8 mi = 18 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

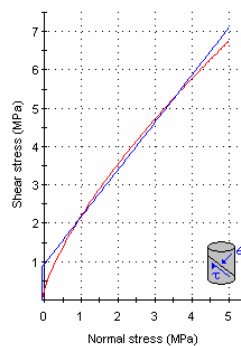
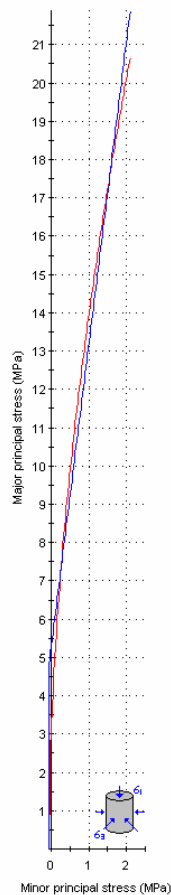
mb = 2.790 s = 0.0030 a = 0.507

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 0.941 MPa friction angle = 50.84 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.064 MPa
uniaxial compressive strength = 3.113 MPa
global strength = 12.998 MPa
modulus of deformation = 6755.98 MPa



UNIDAD 2. Coladas con escorias ligeramente alteradas, por encima del nivel freático

Hoek Brown Classification

sigci 66.2 MPa
GSI 51.6
mi 18.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 3.28445
s 0.00461807
a 0.505132

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 4.6 MPa

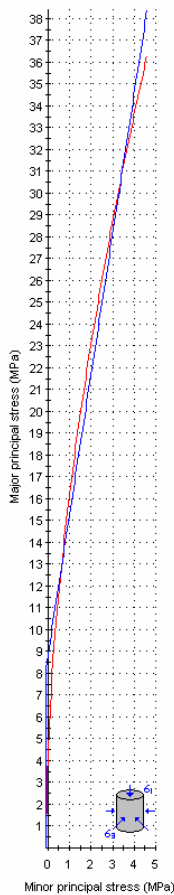
Mohr-Coulomb Fit

c 1.74065 MPa
phi 46.9566 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0930799 MPa
sigc 4.37625 MPa
sigcm 16.045 MPa
Em 8921.32 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab

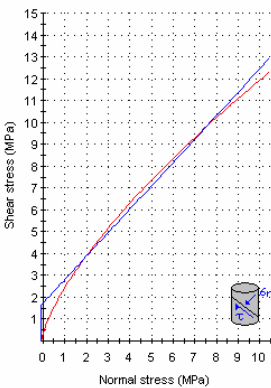


Hoek-Brown Classification
intact uniaxial compressive strength = 66.2 MPa
GSI = 51.6 mi = 18.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion
mb = 3.284 s = 0.0046 a = 0.505

Mohr-Coulomb Fit
cohesion = 1.741 MPa friction angle = 46.96 deg

Rock Mass Parameters
tensile strength = -0.093 MPa
uniaxial compressive strength = 4.376 MPa
global strength = 16.045 MPa
modulus of deformation = 8921.32 MPa



UNIDAD 3a. Coladas y piroclastos alterados, por debajo del nivel freático, con intrusión de diques nula o poco intensa

Hoek Brown Classification

sigci 44.9 MPa
GSI 41.9
mi 19.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 2.44835
s 0.00157177
a 0.509991

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 10.5 MPa

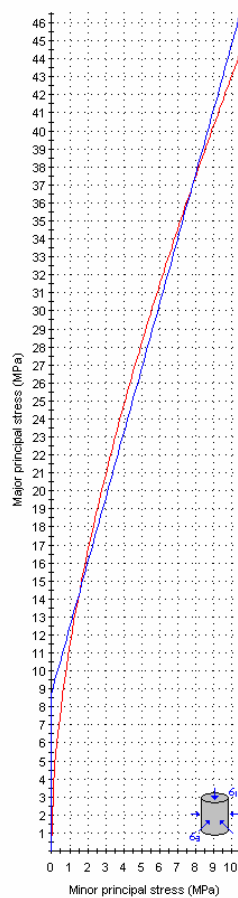
Mohr-Coulomb Fit

c 2.32695 MPa
phi 34.3803 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0288244 MPa
sigc 1.6689 MPa
sigcm 9.12302 MPa
Em 4203.62 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 44.9 MPa
GSI = 41.9 mi = 19.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

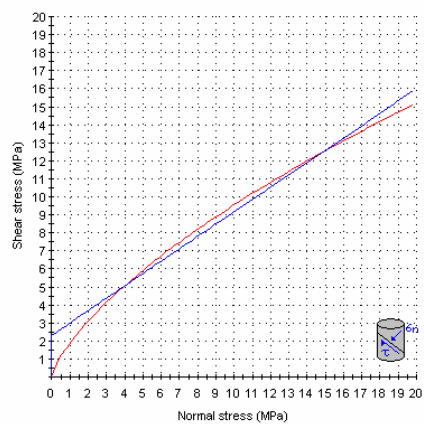
mb = 2.448 s = 0.0016 a = 0.510

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 2.327 MPa friction angle = 34.38 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.029 MPa
uniaxial compressive strength = 1.669 MPa
global strength = 9.123 MPa
modulus of deformation = 4203.62 MPa



UNIDAD 3b. Coladas y piroclastos alterados, por debajo del nivel freático, con intrusión de diques intensa

Hoek Brown Classification

sigci 34.1 MPa
GSI 37.1
mi 19.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 2.06264
s 0.00092207
a 0.513838

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 21 MPa

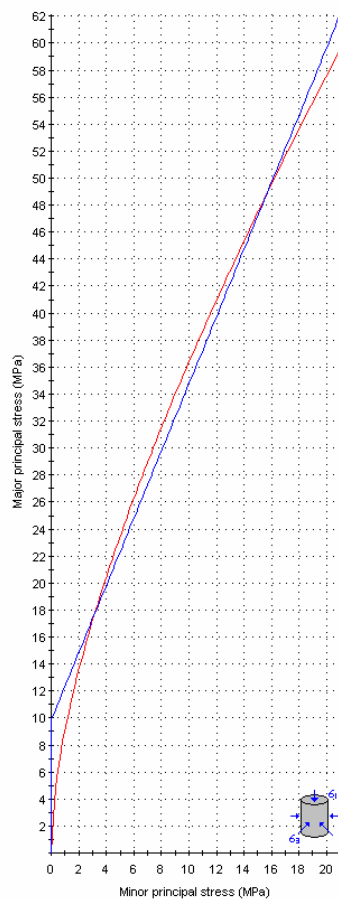
Mohr-Coulomb Fit

c 3.13197 MPa
phi 25.2424 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0152439 MPa
sigc 0.940012 MPa
sigcm 6.24021 MPa
Em 2778.93 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 34.1 MPa
GSI = 37.1 mi = 19.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

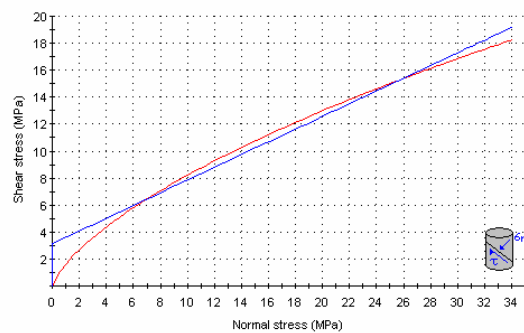
mb = 2.063 s = 0.0009 a = 0.514

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 3.132 MPa friction angle = 25.24 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.015 MPa
uniaxial compressive strength = 0.940 MPa
global strength = 6.240 MPa
modulus of deformation = 2778.93 MPa



UNIDAD 4. Piroclastos y coladas, por encima del nivel freático, con intrusión de diques intensa

Hoek Brown Classification

sigci 20.1 MPa
GSI 38.4
mi 17
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 1.88365
s 0.00106536
a 0.512672

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 4.2 MPa

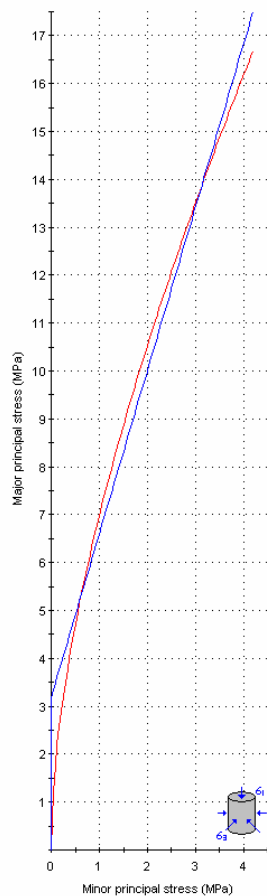
Mohr-Coulomb Fit

c 0.875378 MPa
phi 33.0428 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0113682 MPa
sigc 0.601556 MPa
sigcm 3.53247 MPa
Em 2299.31 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 20.1 MPa
GSI = 38.4 mi = 17 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

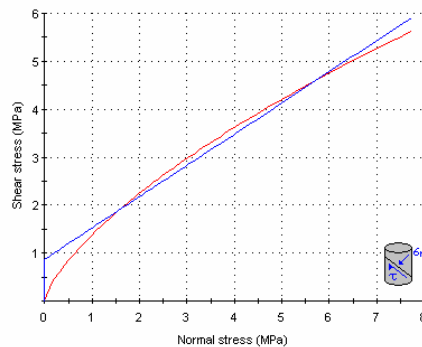
mb = 1.884 s = 0.0011 a = 0.513

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 0.875 MPa friction angle = 33.04 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.011 MPa
uniaxial compressive strength = 0.602 MPa
global strength = 3.532 MPa
modulus of deformation = 2299.31 MPa



UNIDAD 5. Piroclastos y coladas muy alterados, por debajo del nivel freático

Hoek Brown Classification

sigci 28.9 MPa
GSI 33.3
mi 18.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 1.70852
s 0.000604499
a 0.517889

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 21.6 MPa

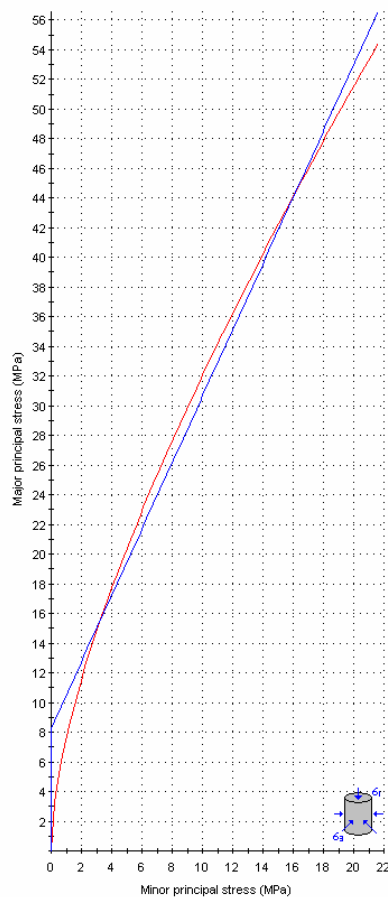
Mohr-Coulomb Fit

c 2.77298 MPa
phi 22.4354 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.0102252 MPa
sigc 0.622324 MPa
sigcm 4.71803 MPa
Em 2055.65 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 28.9 MPa
GSI = 33.3 mi = 18.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

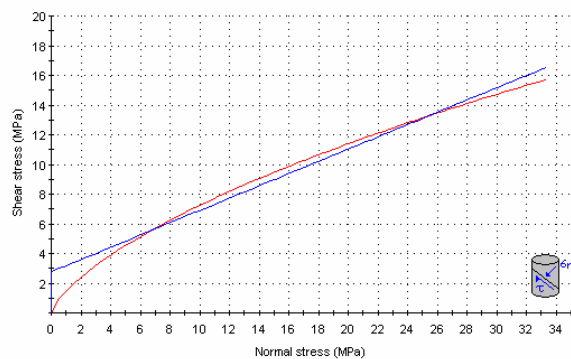
mb = 1.709 s = 0.0006 a = 0.518

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 2.773 MPa friction angle = 22.44 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.010 MPa
uniaxial compressive strength = 0.622 MPa
global strength = 4.718 MPa
modulus of deformation = 2055.65 MPa



UNIDAD 6a Material fragmentario submarino

Hoek Brown Classification

sigci 19.5 MPa
GSI 24.4
mi 16.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 1.10889
s 0.000224867
a 0.532552

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 8 MPa

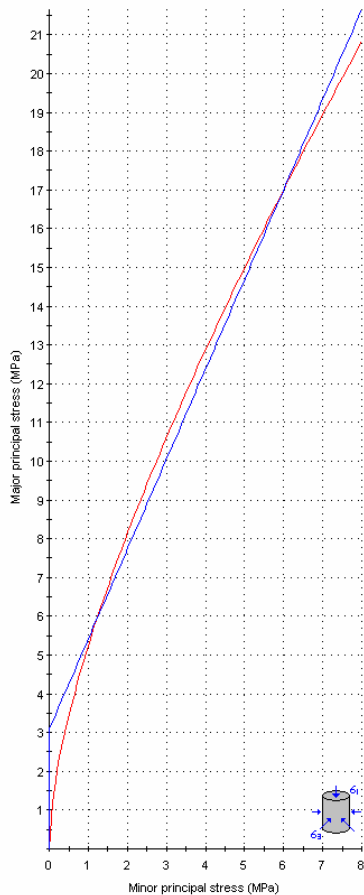
Mohr-Coulomb Fit

c 1.01586 MPa
phi 23.4155 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.00395432 MPa
sigc 0.222457 MPa
sigcm 2.37953 MPa
Em 1011.62 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 19.5 MPa
GSI = 24.4 mi = 16.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

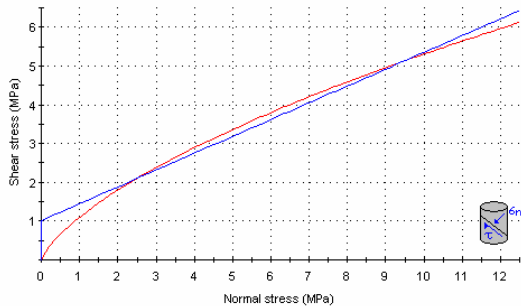
mb = 1.109 s = 0.0002 a = 0.533

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 1.016 MPa friction angle = 23.42 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.004 MPa
uniaxial compressive strength = 0.222 MPa
global strength = 2.380 MPa
modulus of deformation = 1011.62 MPa



UNIDAD 6b. Material fragmentario submarino con diques

Hoek Brown Classification

sigci 21.9 MPa
GSI 26
mi 16.8
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 1.19545
s 0.000268617
a 0.529237

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 27.8 MPa

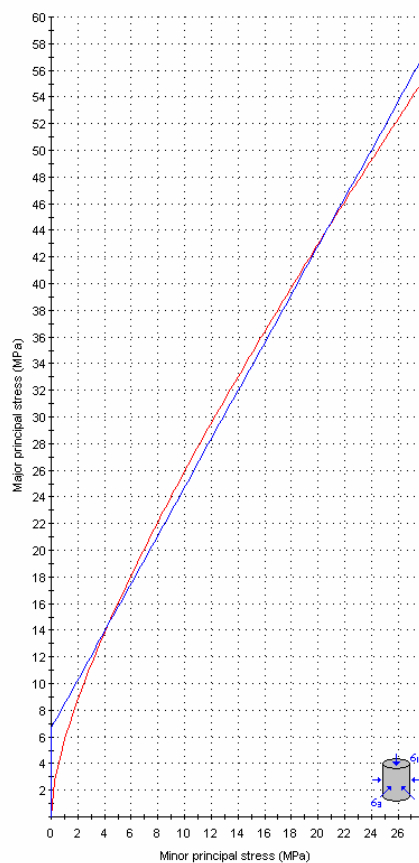
Mohr-Coulomb Fit

c 2.47477 MPa
phi 16.6993 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.00492093 MPa
sigc 0.282234 MPa
sigcm 2.82314 MPa
Em 1175.5 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 21.9 MPa
GSI = 26 mi = 16.8 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

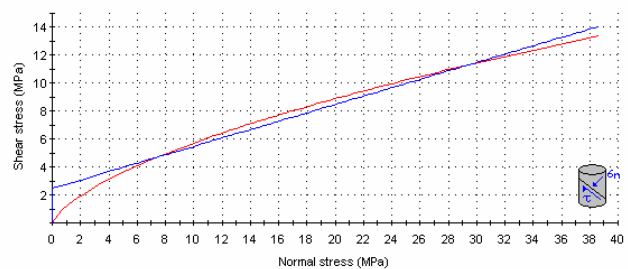
mb = 1.195 s = 0.0003 a = 0.529

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 2.475 MPa friction angle = 16.70 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.005 MPa
uniaxial compressive strength = 0.282 MPa
global strength = 2.823 MPa
modulus of deformation = 1175.50 MPa



UNIDAD 7a. Pillow-lavas

Hoek Brown Classification

sigci 111.8 MPa
GSI 53.2
mi 19.5
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 3.66558
s 0.00551656
a 0.504591

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 33.5 MPa

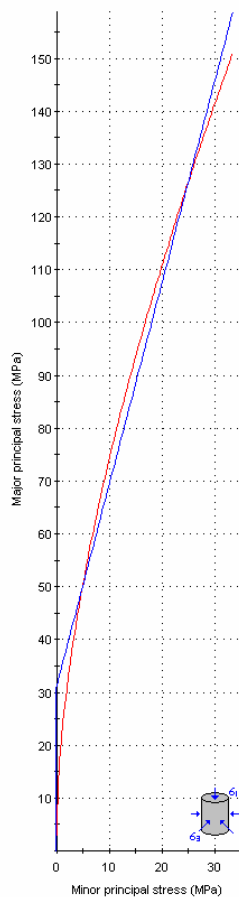
Mohr-Coulomb Fit

c 8.04184 MPa
phi 35.7113 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.168255 MPa
sigc 8.10788 MPa
sigcm 28.7297 MPa
Em 12022.6 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 111.8 MPa
GSI = 53.2 mi = 19.5 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

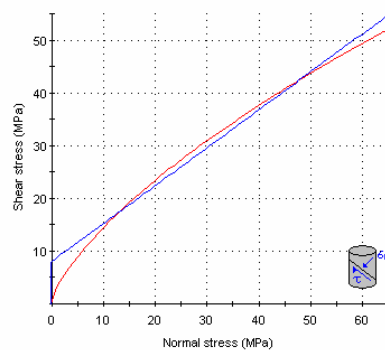
mb = 3.666 s = 0.0055 a = 0.505

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 8.042 MPa friction angle = 35.71 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.168 MPa
uniaxial compressive strength = 8.108 MPa
global strength = 28.730 MPa
modulus of deformation = 12022.64 MPa



UNIDAD 7b. Pillow lavas con diques

Hoek Brown Classification

sigci 126.9 MPa
GSI 54.8
mi 19.8
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 3.94085
s 0.00658987
a 0.504105

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 50.7 MPa

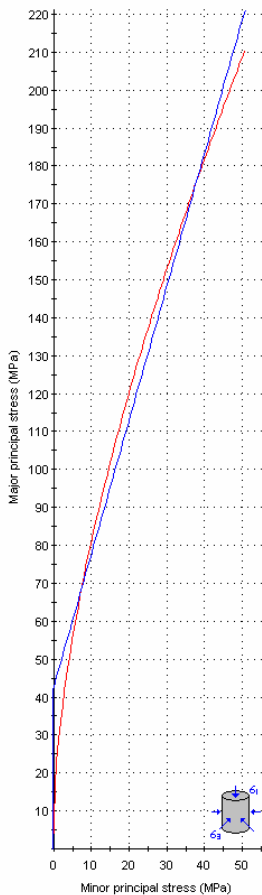
Mohr-Coulomb Fit

c 11.3587 MPa
phi 33.8953 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.212201 MPa
sigc 10.0913 MPa
sigcm 33.9516 MPa
Em 13182.6 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 126.9 MPa
GSI = 54.8 mi = 19.8 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

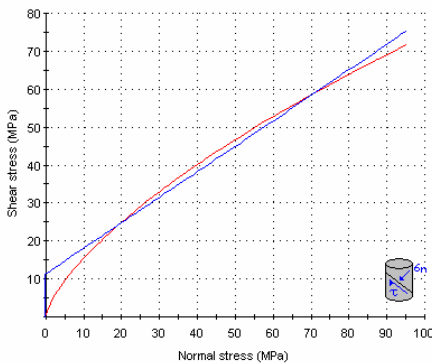
mb = 3.941 s = 0.0066 a = 0.504

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 11.359 MPa friction angle = 33.90 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.212 MPa
uniaxial compressive strength = 10.091 MPa
global strength = 33.952 MPa
modulus of deformation = 13182.57 MPa



UNIDAD 9. Diques y/o cuerpos plutónicos

Hoek Brown Classification

sigci 166.3 MPa
GSI 50.4
mi 20
D 0

Hoek Brown Criterion

mb 3.4018
s 0.00404161
a 0.505577

Failure Envelope Range

Application Custom
sig3max 60.4 MPa

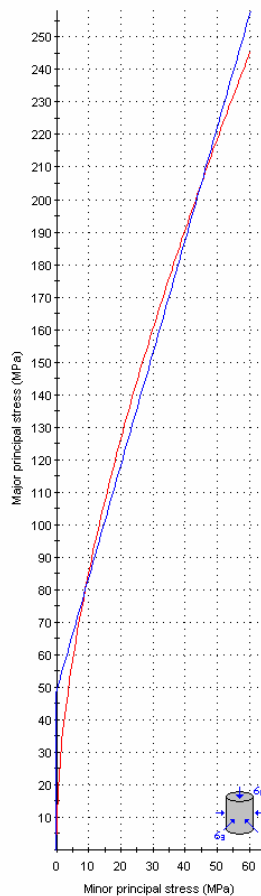
Mohr-Coulomb Fit

c 13.1924 MPa
phi 33.4742 degrees

Rock Mass Parameters

sigt -0.197578 MPa
sigc 10.2523 MPa
sigcm 40.845 MPa
Em 10232.9 MPa

Analysis of Rock Strength using RocLab



Hoek-Brown Classification

intact uniaxial compressive strength = 166.3 MPa
GSI = 50.4 mi = 20 Disturbance factor = 0

Hoek-Brown Criterion

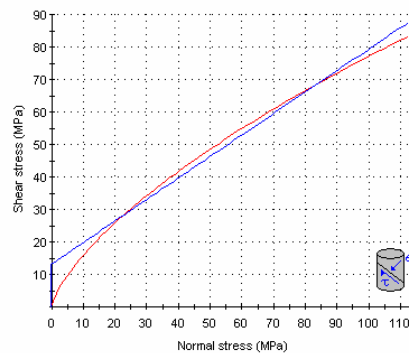
mb = 3.402 s = 0.0040 a = 0.506

Mohr-Coulomb Fit

cohesion = 13.192 MPa friction angle = 33.47 deg

Rock Mass Parameters

tensile strength = -0.198 MPa
uniaxial compressive strength = 10.252 MPa
global strength = 40.845 MPa
modulus of deformation = 10232.93 MPa

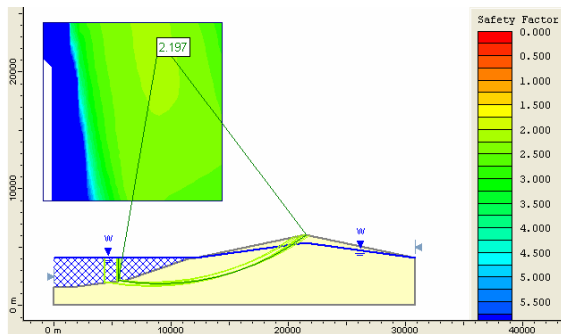


ANEXO IV
SALIDAS GRÁFICAS DE LOS ANÁLISIS DE ESTABILIDAD

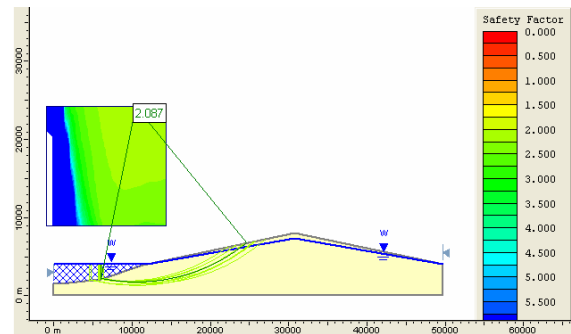
- IV.1. Influencia de la geometría en la estabilidad
- IV.2. Análisis a posteriori de las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos
- IV.3. Análisis de un modelo geomecánico de menores dimensiones
- IV.4. Análisis a posteriori de deslizamientos sucesivos

ANEXO IV.1. INFLUENCIA DE LA GEOMETRÍA EN LA ESTABILIDAD

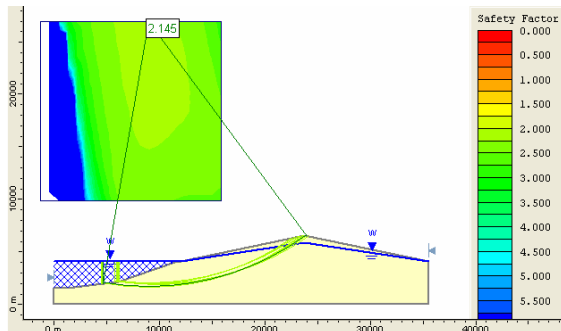
Salidas gráficas de los análisis de estabilidad en los que se varían la altura y pendiente emergida de un edificio volcánico con propiedades homogéneas ($\gamma_{\text{seco}} = 22 \text{ kN/m}^3$, $\gamma_{\text{saturado}} = 24 \text{ kN/m}^3$, $c = 1 \text{ MPa}$ y $\phi = 30^\circ$).



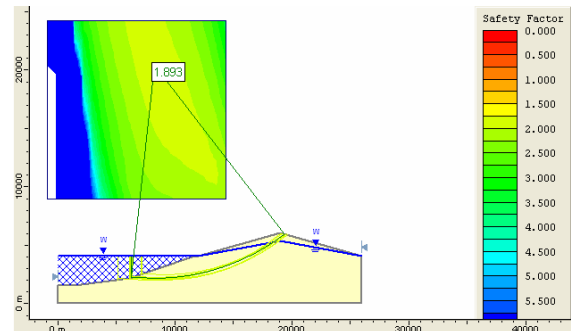
Pendiente 12°, altura 2.000 m, $F_s = 2,20$



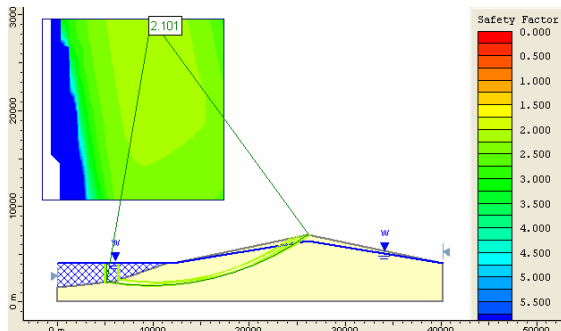
Pendiente 12°, altura 4.000 m, $F_s = 2,09$



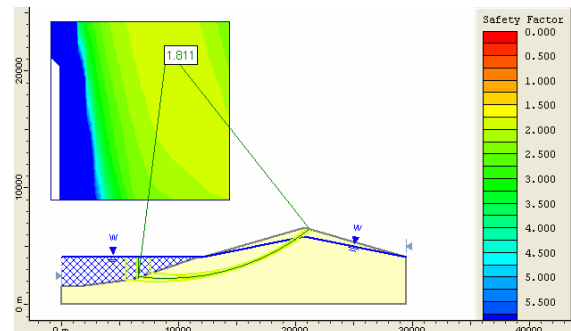
Pendiente 12°, altura 2.500 m, $F_s = 2,15$



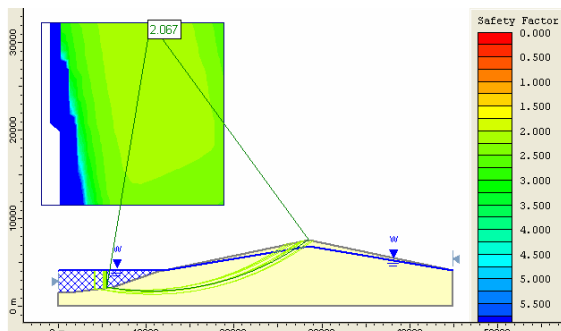
Pendiente 16°, altura 2.000 m, $F_s = 1,89$



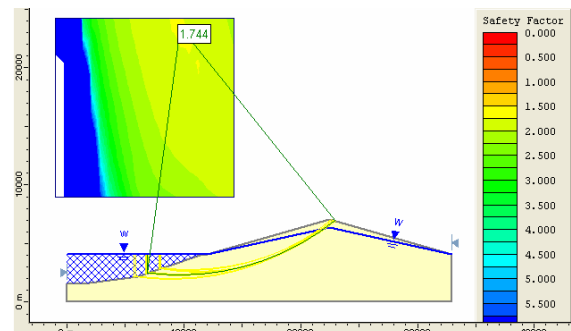
Pendiente 12°, altura 3.000 m, $F_s = 2,10$



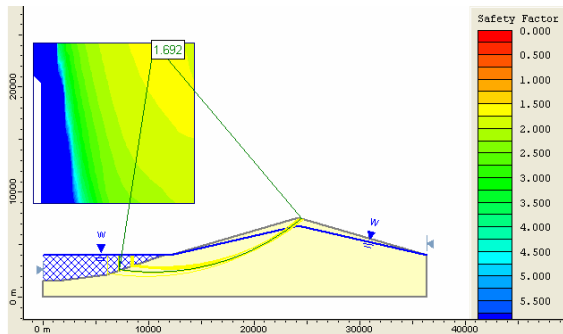
Pendiente 16°, altura 2.500 m, $F_s = 1,81$



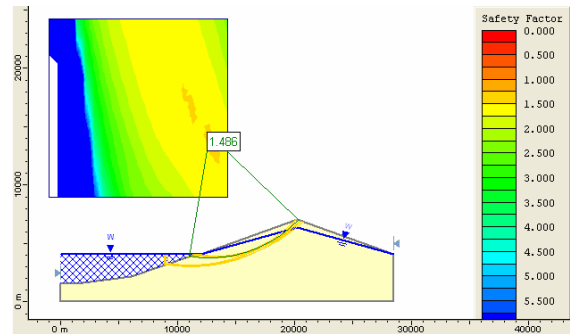
Pendiente 12°, altura 3.500 m, $F_s = 2,07$



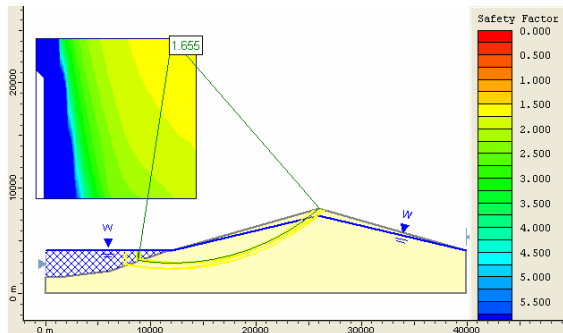
Pendiente 16°, altura 3.000 m, $F_s = 1,74$



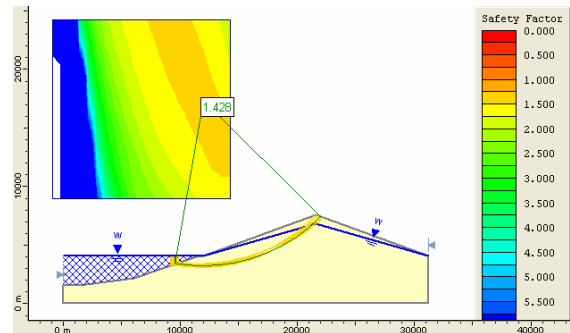
Pendiente 16°, altura 3.500 m, $F_s = 1,69$



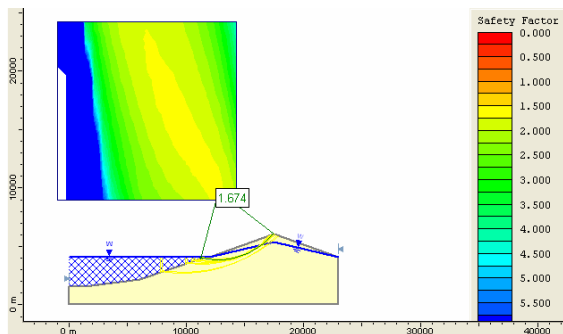
Pendiente 20°, altura 3.000 m, $F_s = 1,49$



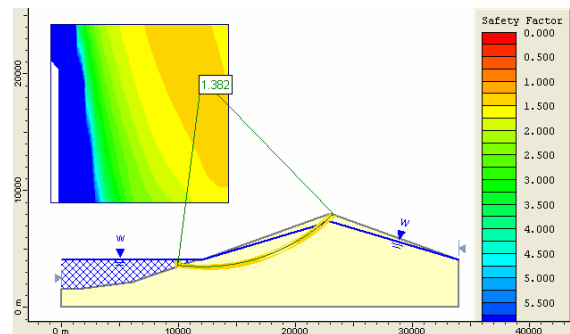
Pendiente 16°, altura 4.000 m, $F_s = 1,66$



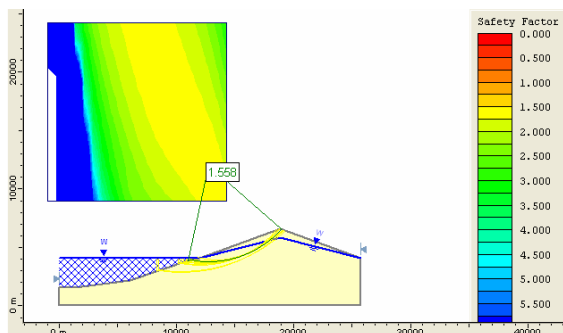
Pendiente 20°, altura 3.500 m, $F_s = 1,43$



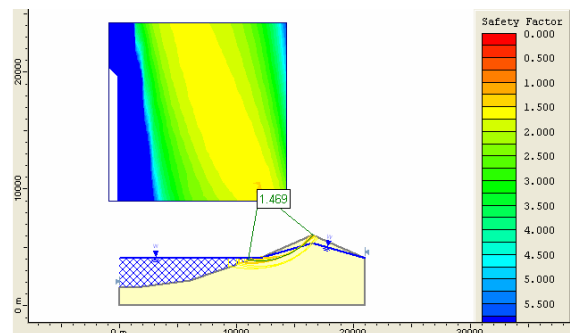
Pendiente 20°, altura 2.000 m, $F_s = 1,67$



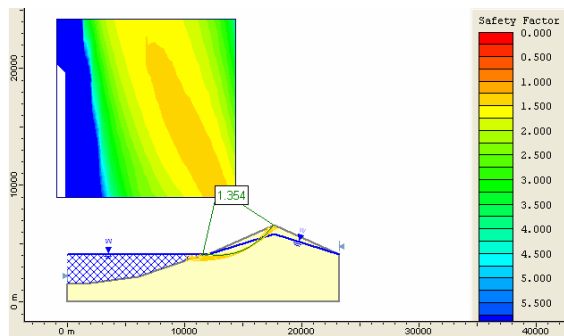
Pendiente 20°, altura 4.000 m, $F_s = 1,38$



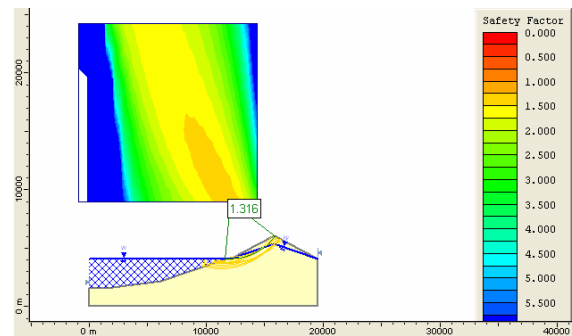
Pendiente 20°, altura 2.500 m, $F_s = 1,56$



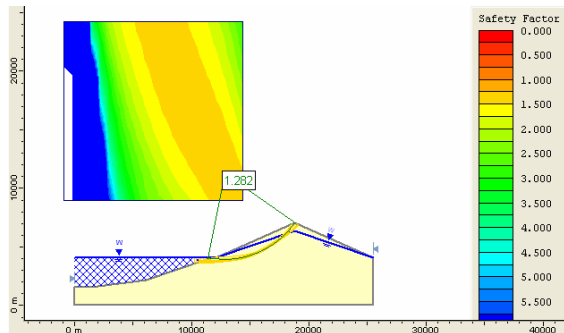
Pendiente 24°, altura 2.000 m, $F_s = 1,47$



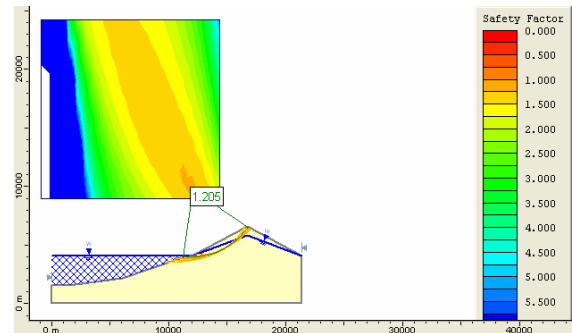
Pendiente 24°, altura 2.500 m, $F_s = 1,35$



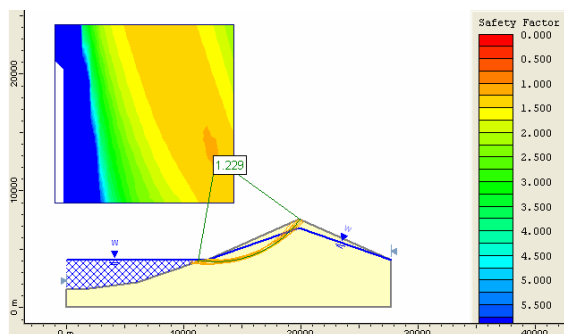
Pendiente 28°, altura 2.000 m, $F_s = 1,32$



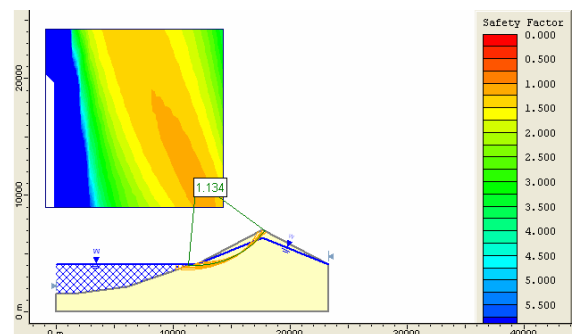
Pendiente 24°, altura 3.000 m, $F_s = 1,28$



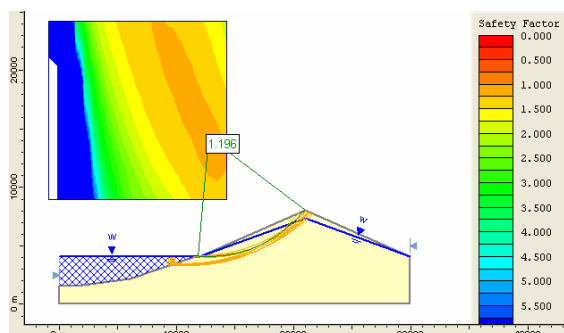
Pendiente 28°, altura 2.500 m, $F_s = 1,21$



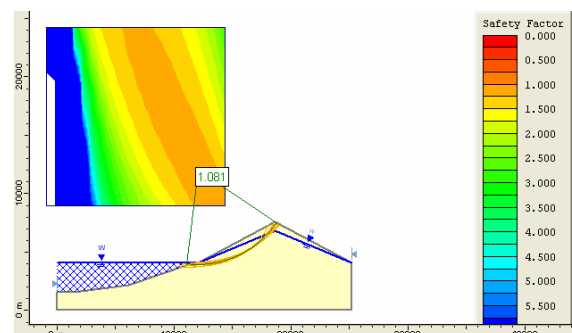
Pendiente 24°, altura 3.500 m, $F_s = 1,23$



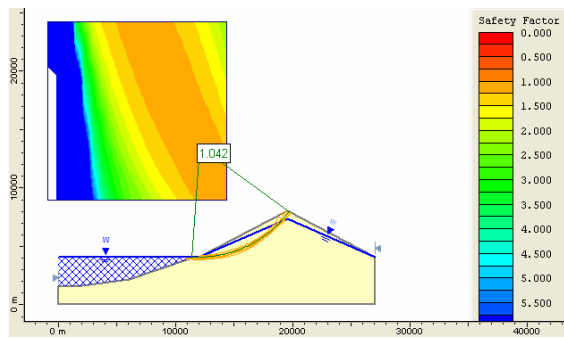
Pendiente 28°, altura 3.000 m, $F_s = 1,13$



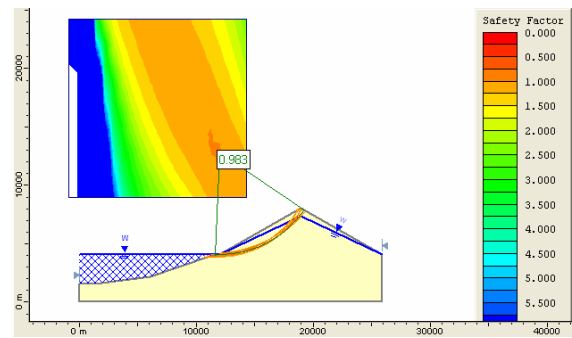
Pendiente 24°, altura 4.000 m, $F_s = 1,20$



Pendiente 28°, altura 3.500 m, $F_s = 1,08$



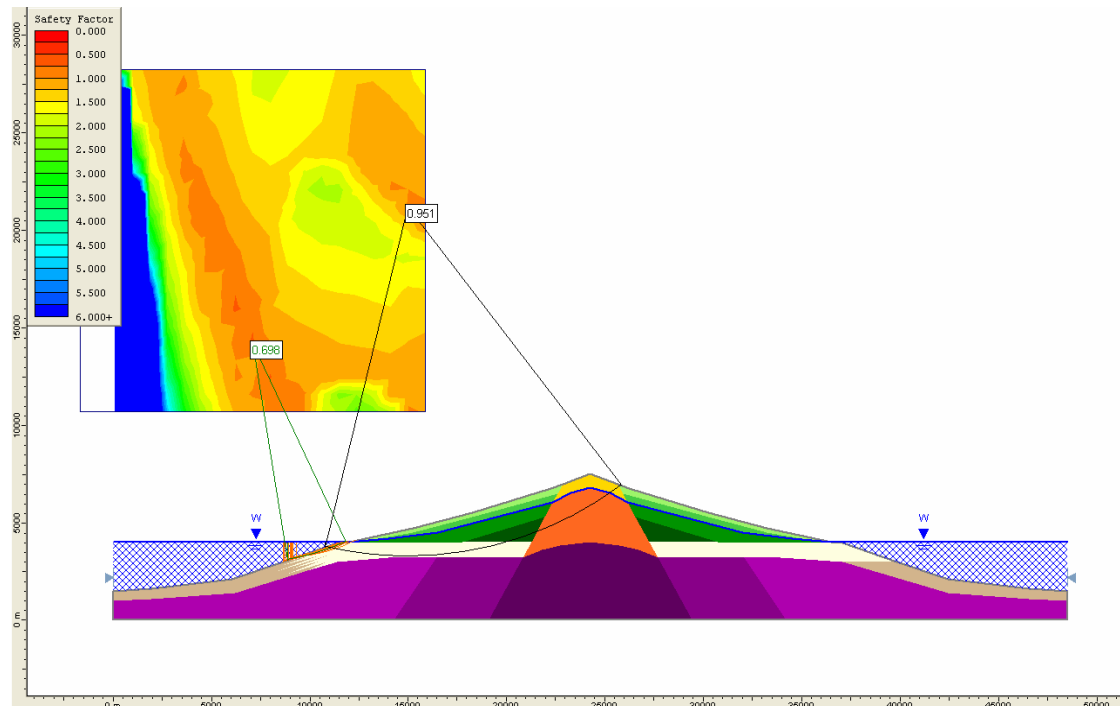
Pendiente 28°, altura 4.000 m, $F_s = 1,04$



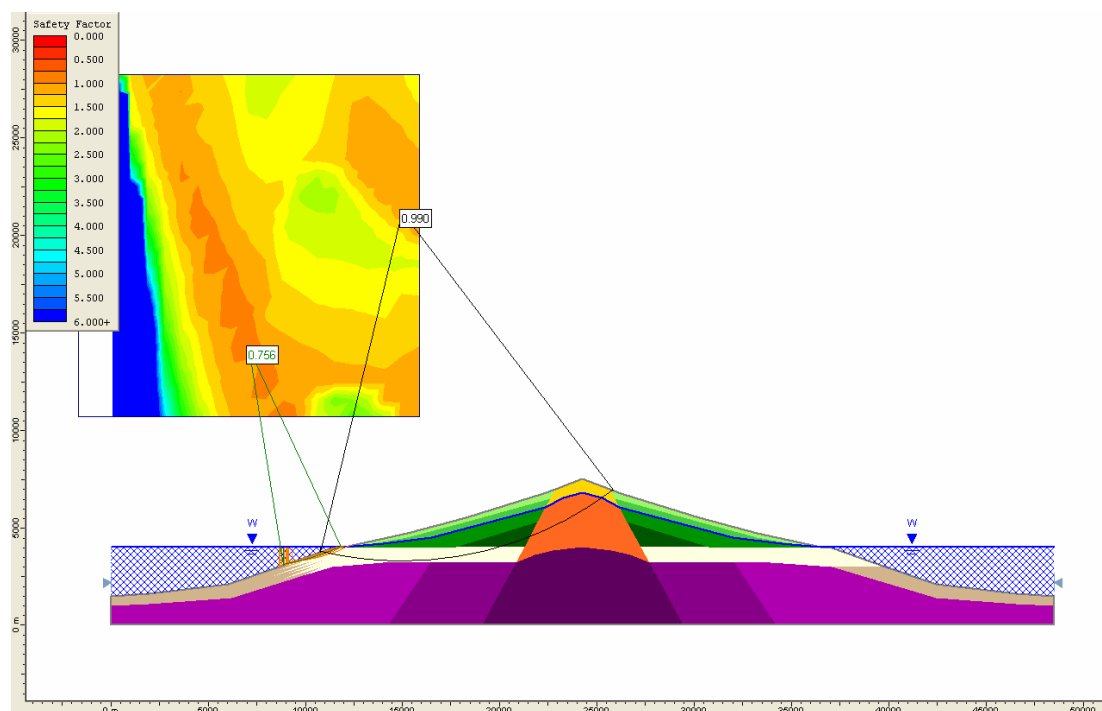
Pendiente 30°, altura 4.000 m, $F_s = 0,98$

ANEXO IV.2. ANÁLISIS A POSTERIORI DE LAS PROPIEDADES DE LOS MATERIALES FRAGMENTARIOS SUBMARINOS

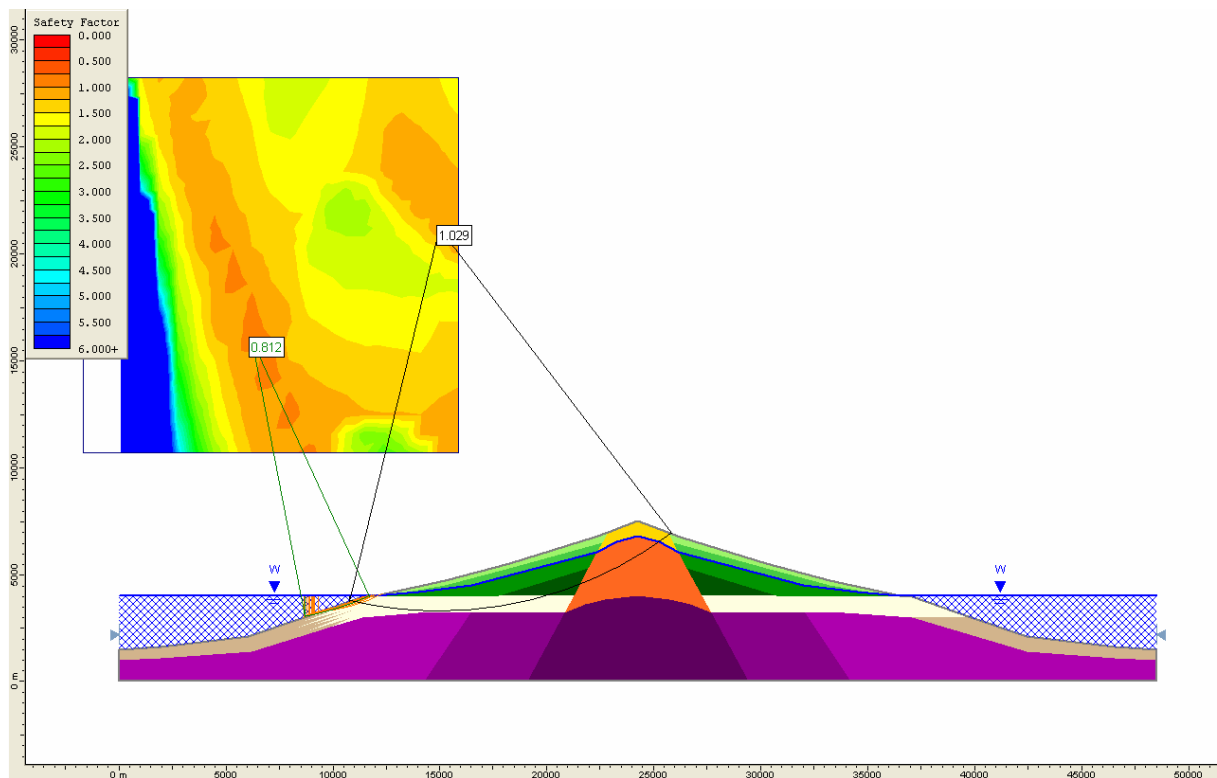
Salidas gráficas de los análisis de estabilidad del modelo geomecánico en los que se varían las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos (en amarillo en las siguientes figuras). En el resto de las unidades se mantienen las propiedades incluidas en la Tabla 9.5.



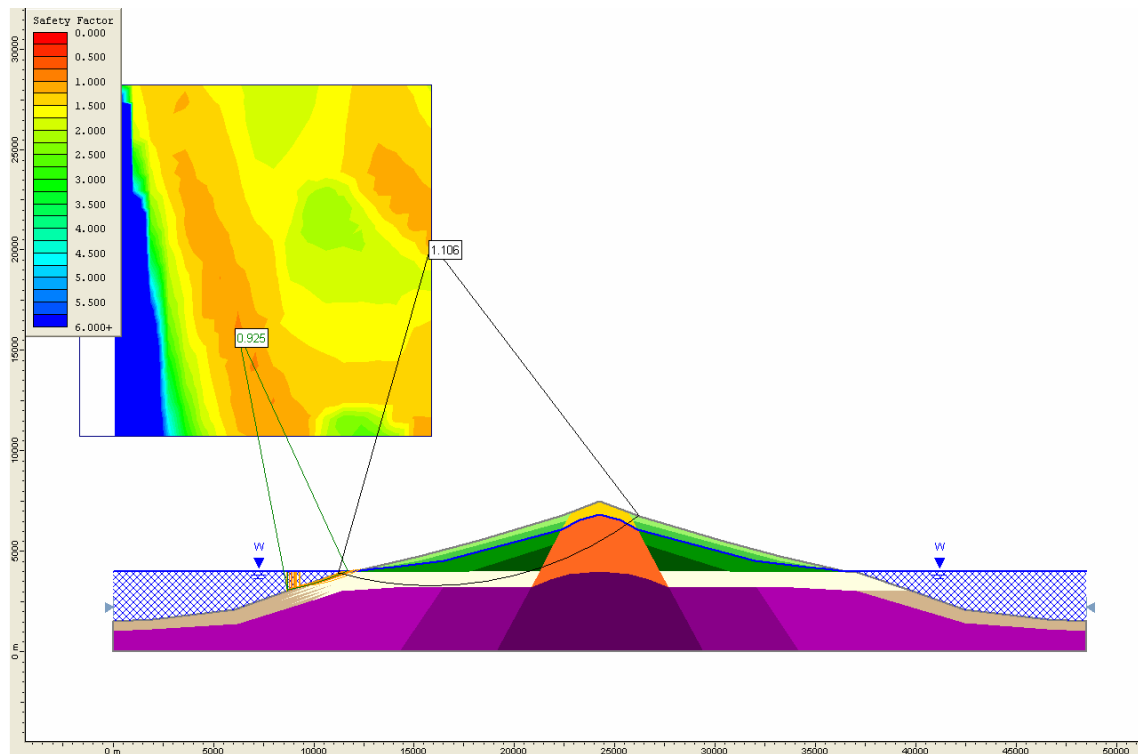
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 0,70$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 0,95$ en una superficie profunda



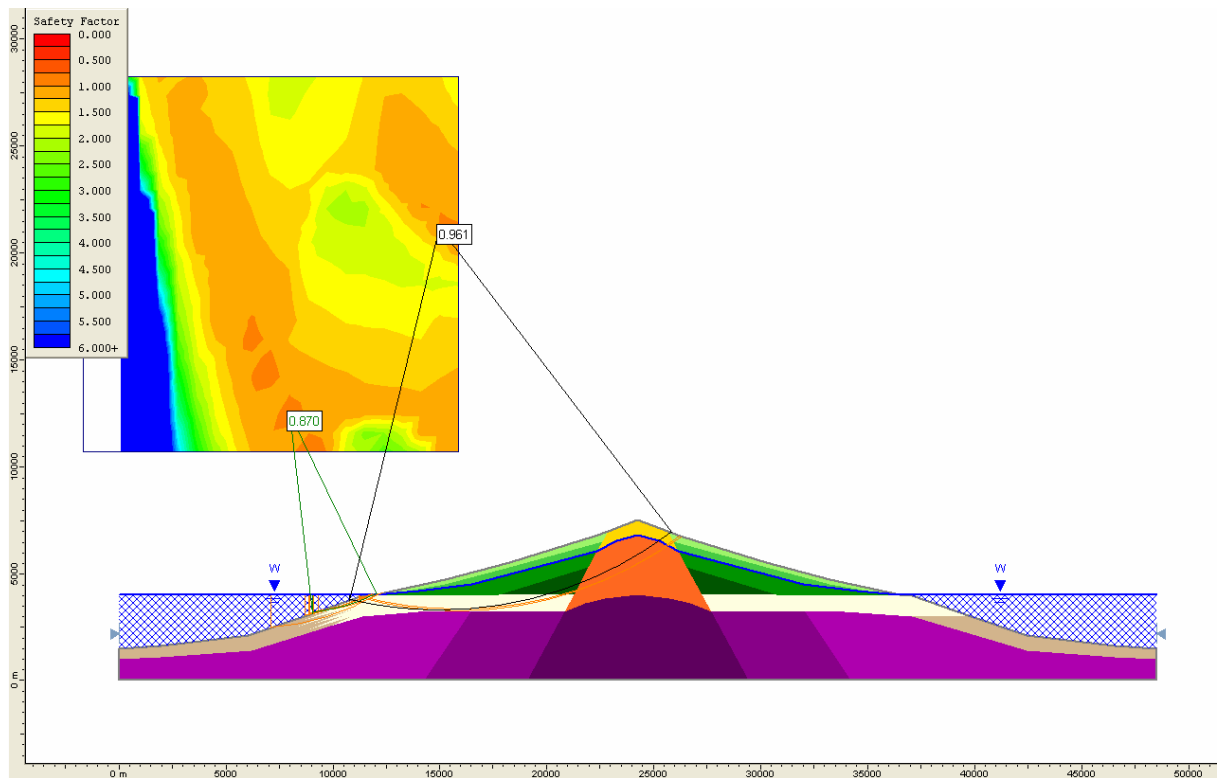
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 0,76$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 0,99$ en una superficie profunda



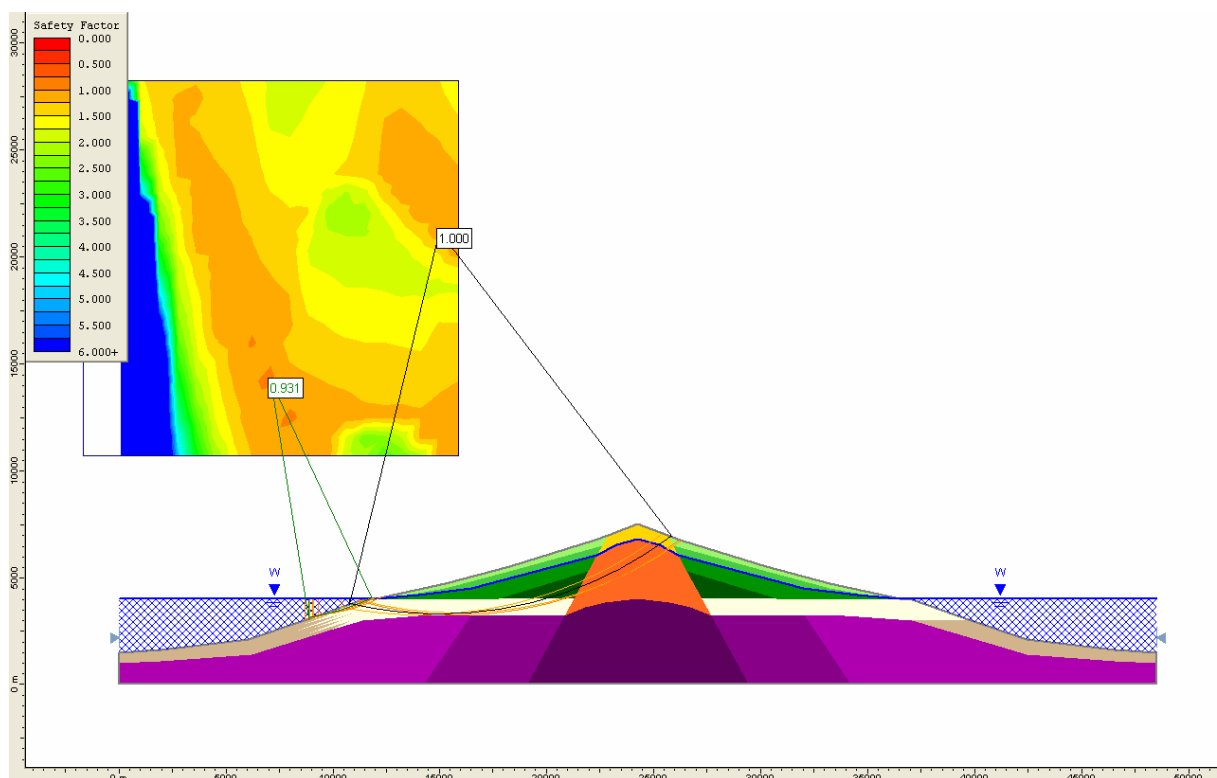
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 0,81$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 1,03$ en una superficie profunda



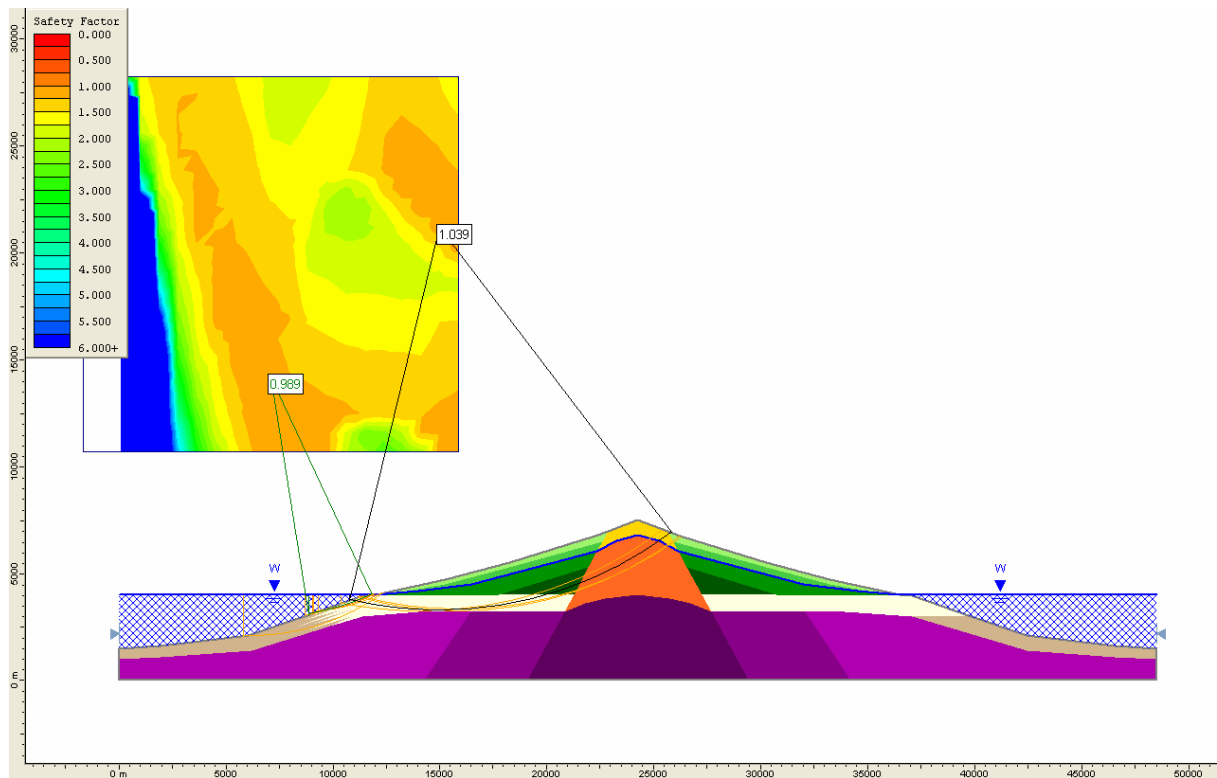
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 0,92$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 1,11$ en una superficie profunda



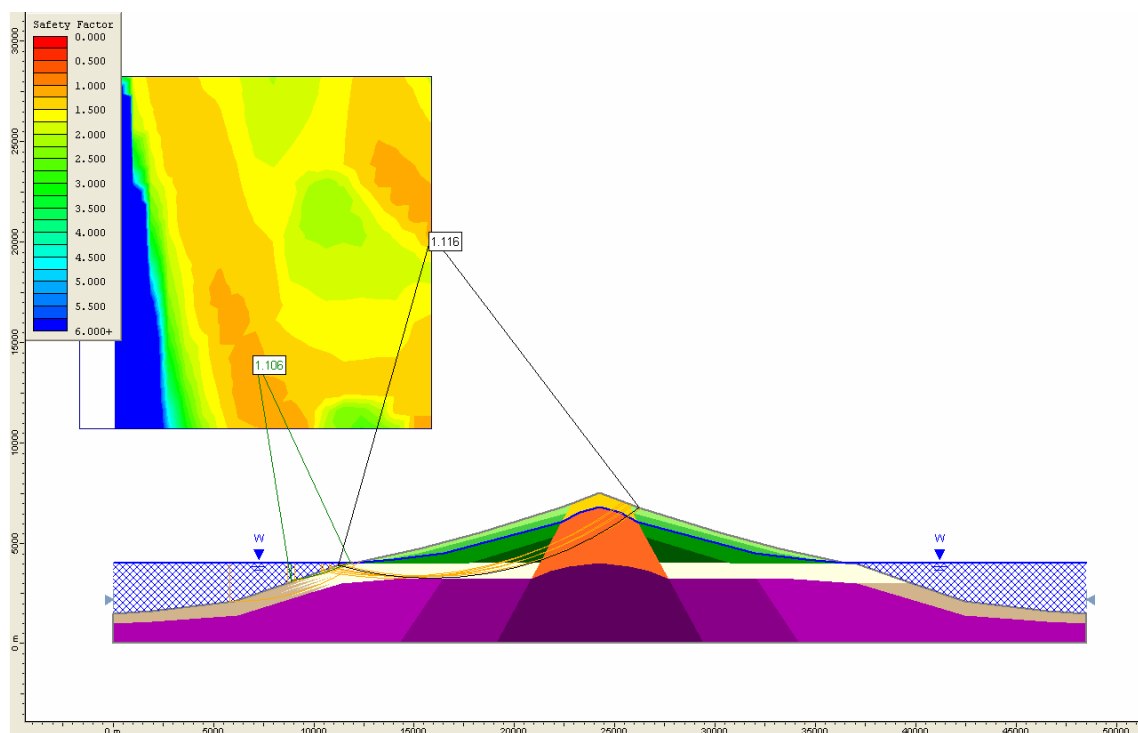
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,2 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 0,87$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 0,96$ en una superficie profunda



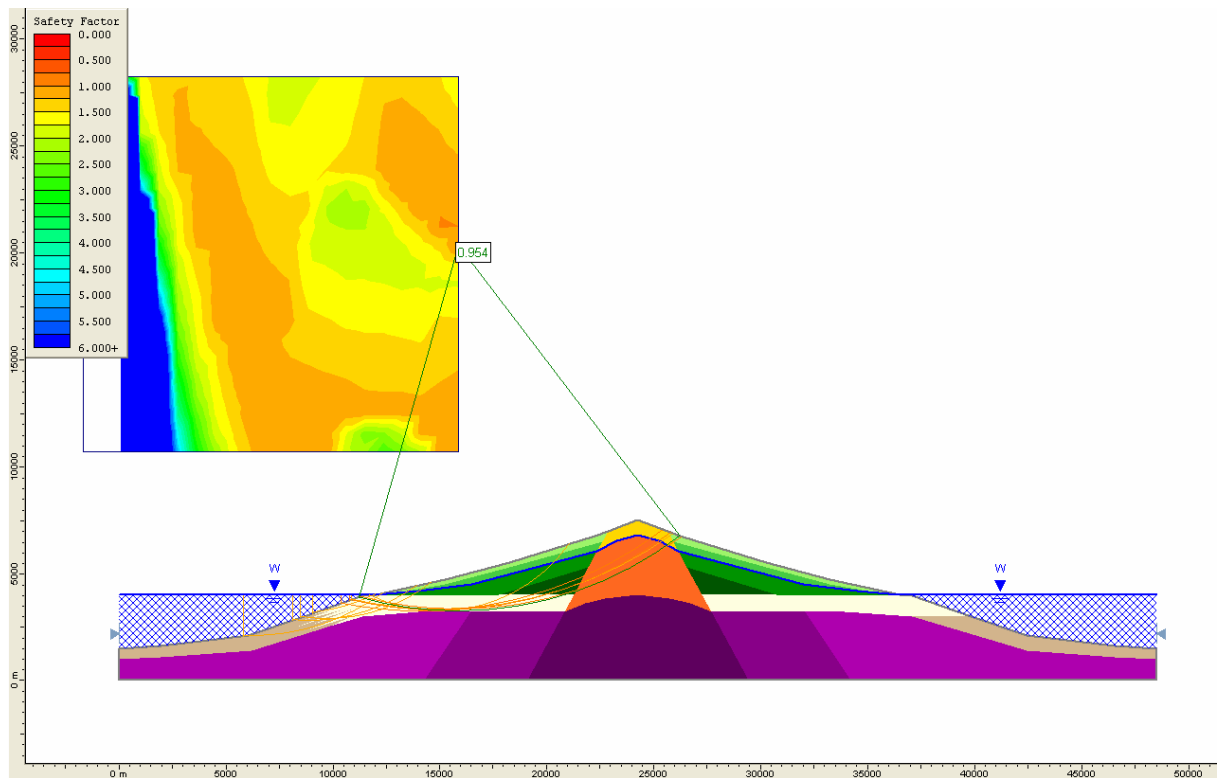
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,2 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 0,93$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 1,00$ en una superficie profunda



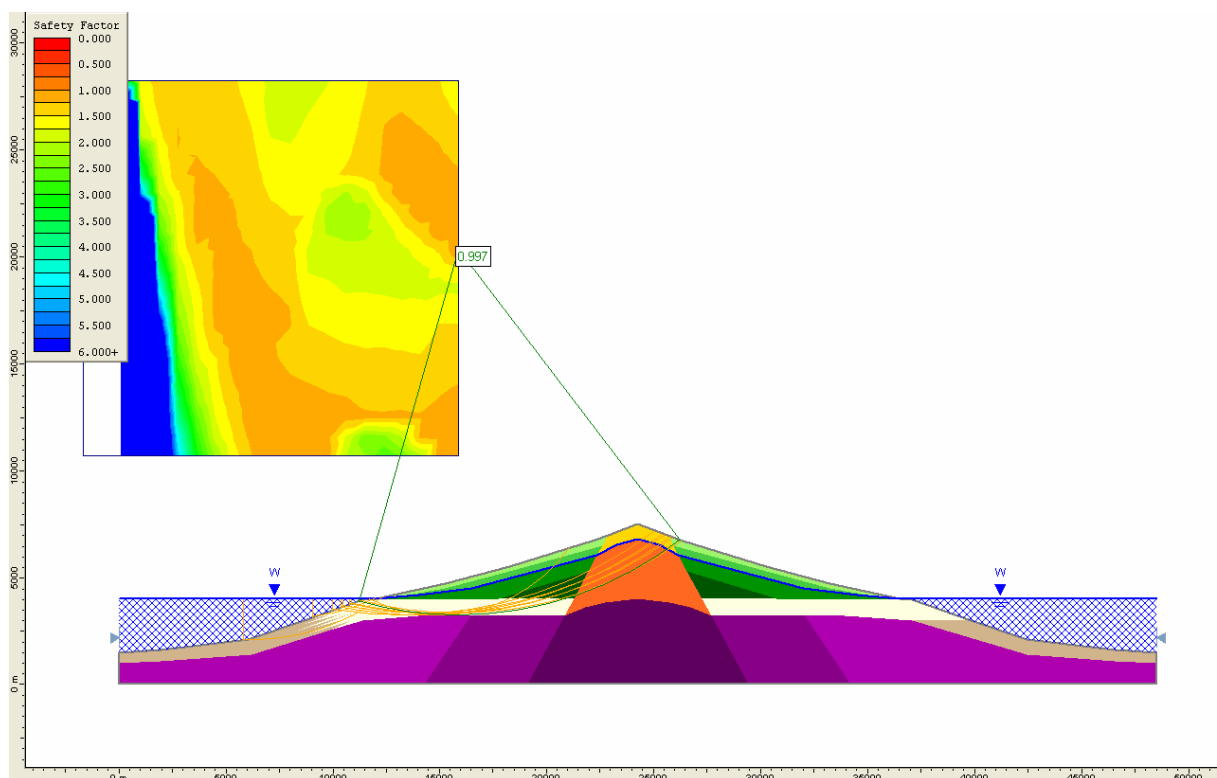
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,2 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 0,99$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 1,04$ en una superficie profunda



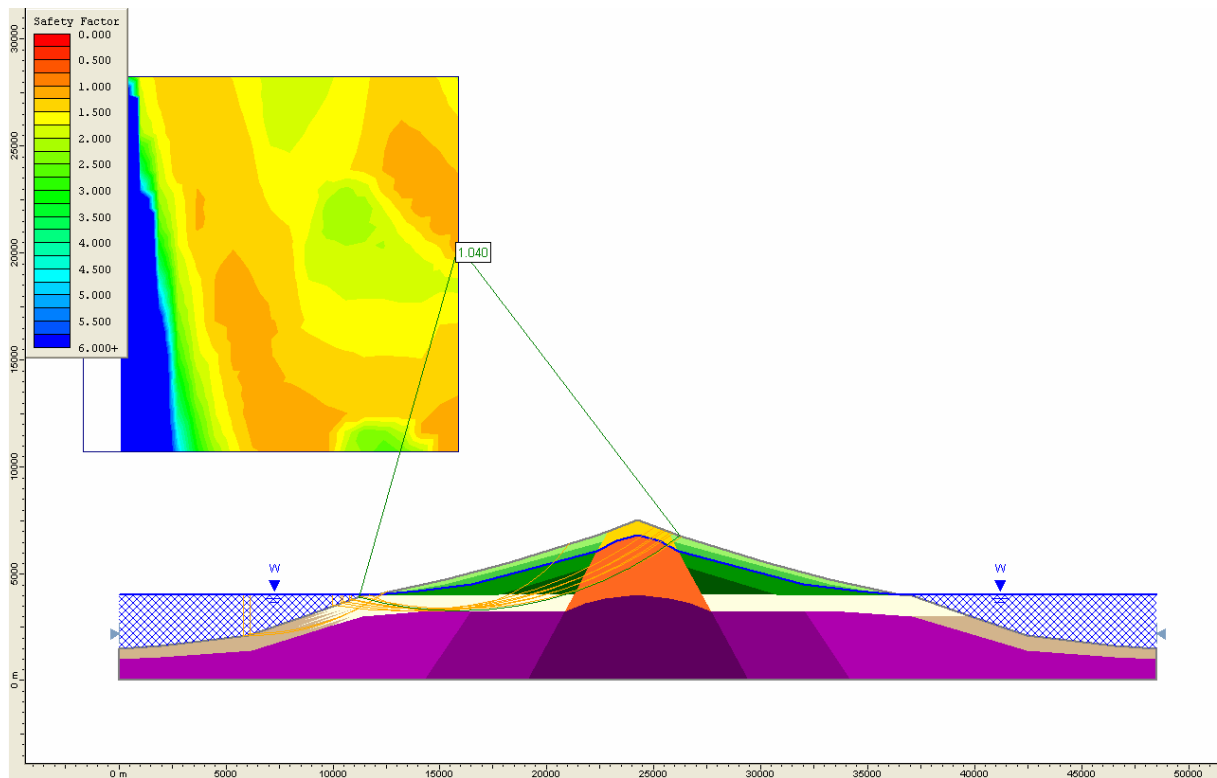
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,2 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,11$ en una superficie submarina superficial y $F_s = 1,12$ en una superficie profunda



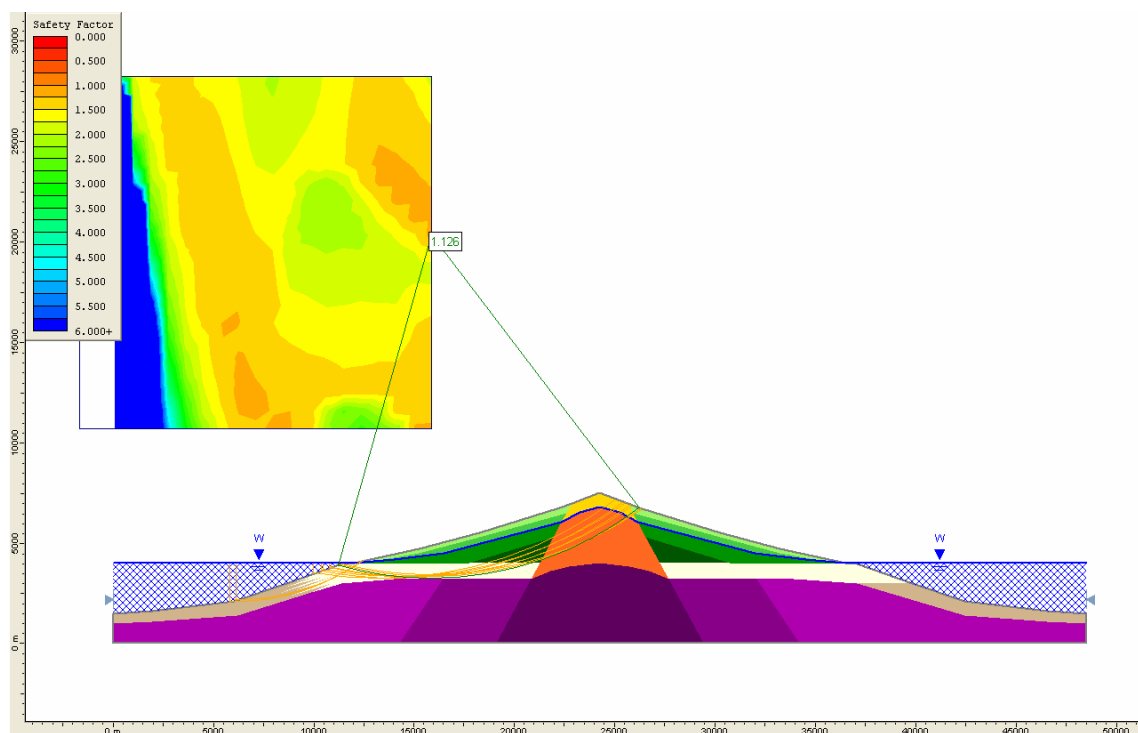
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 0,95$ en una superficie profunda



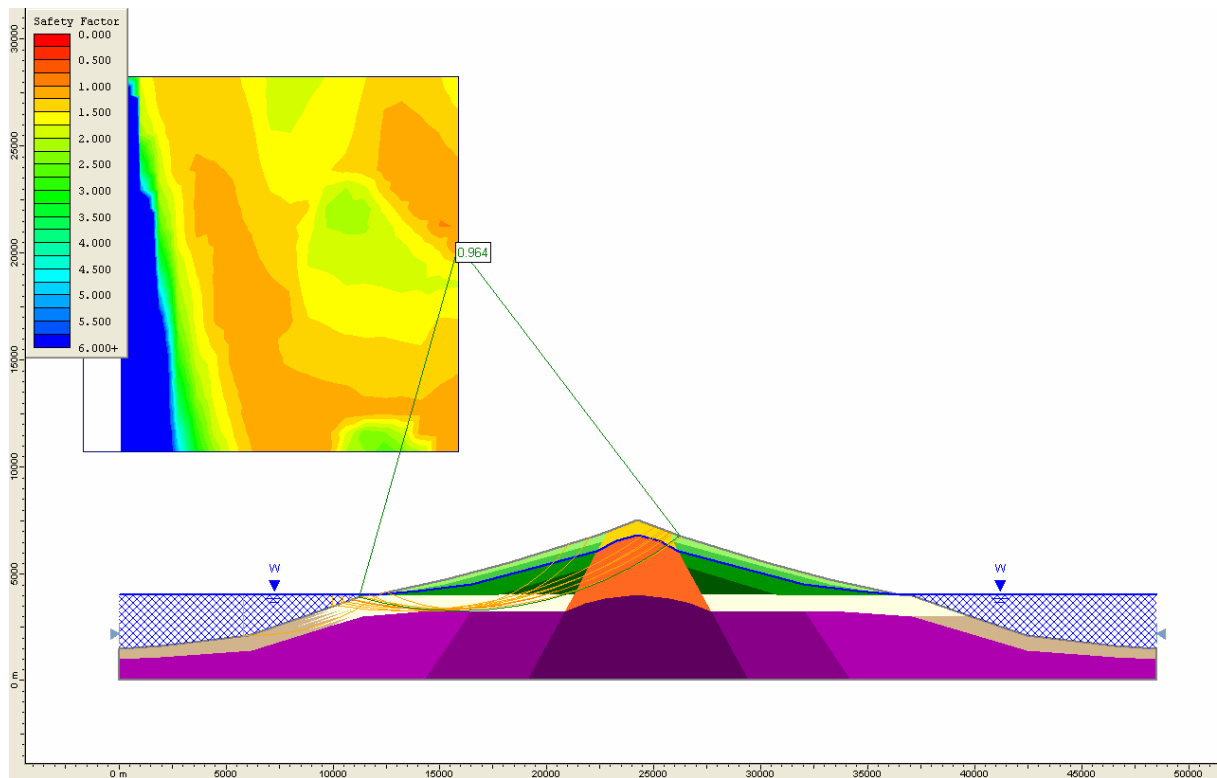
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 1,00$ en una superficie profunda



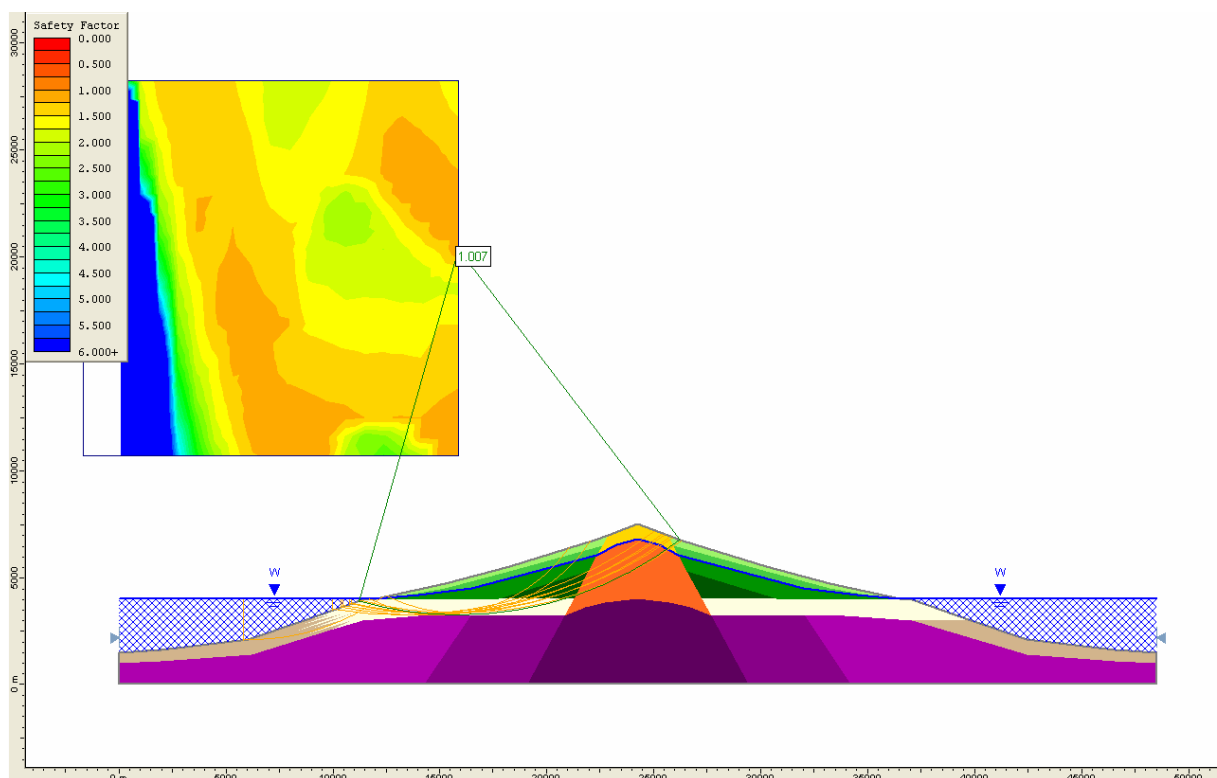
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 1,04$ en una superficie profunda



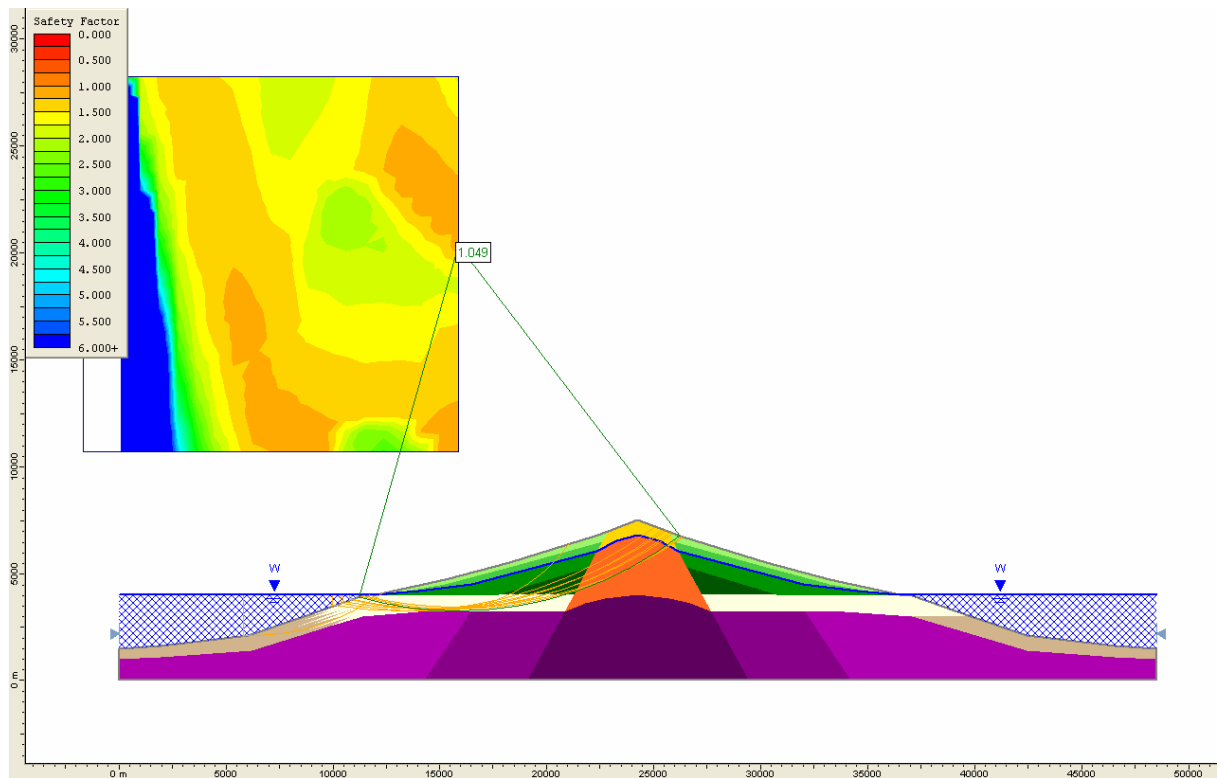
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,13$ en una superficie profunda



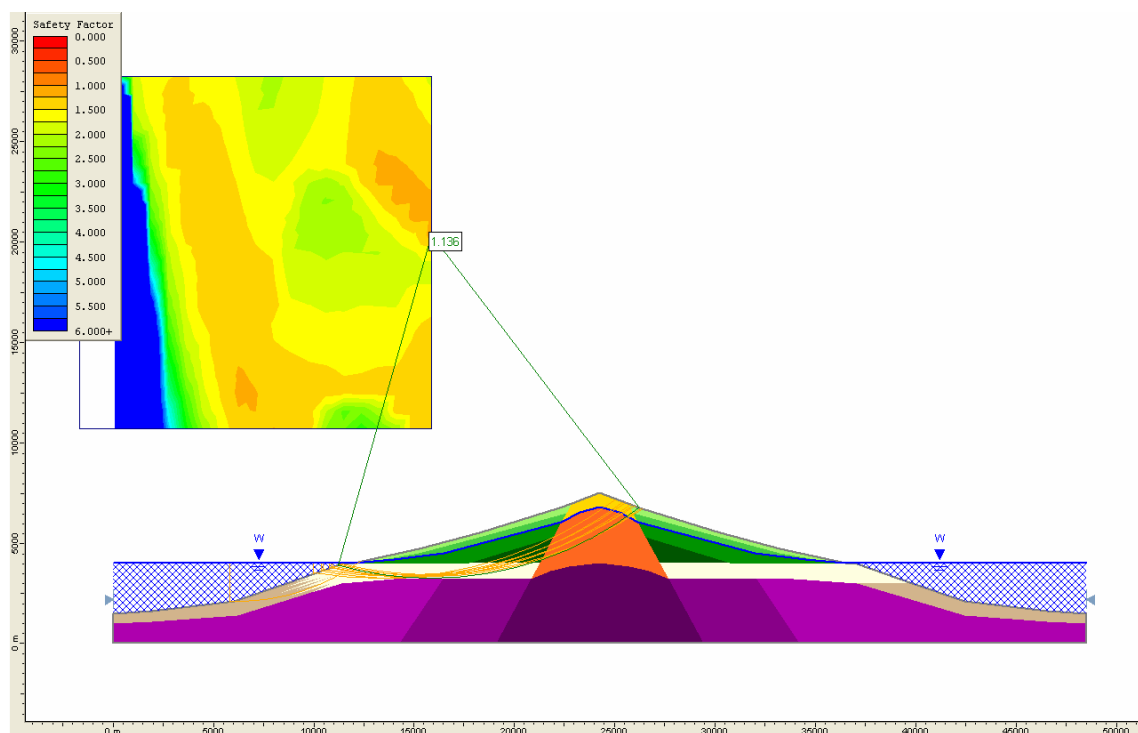
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 0,96$ en una superficie profunda



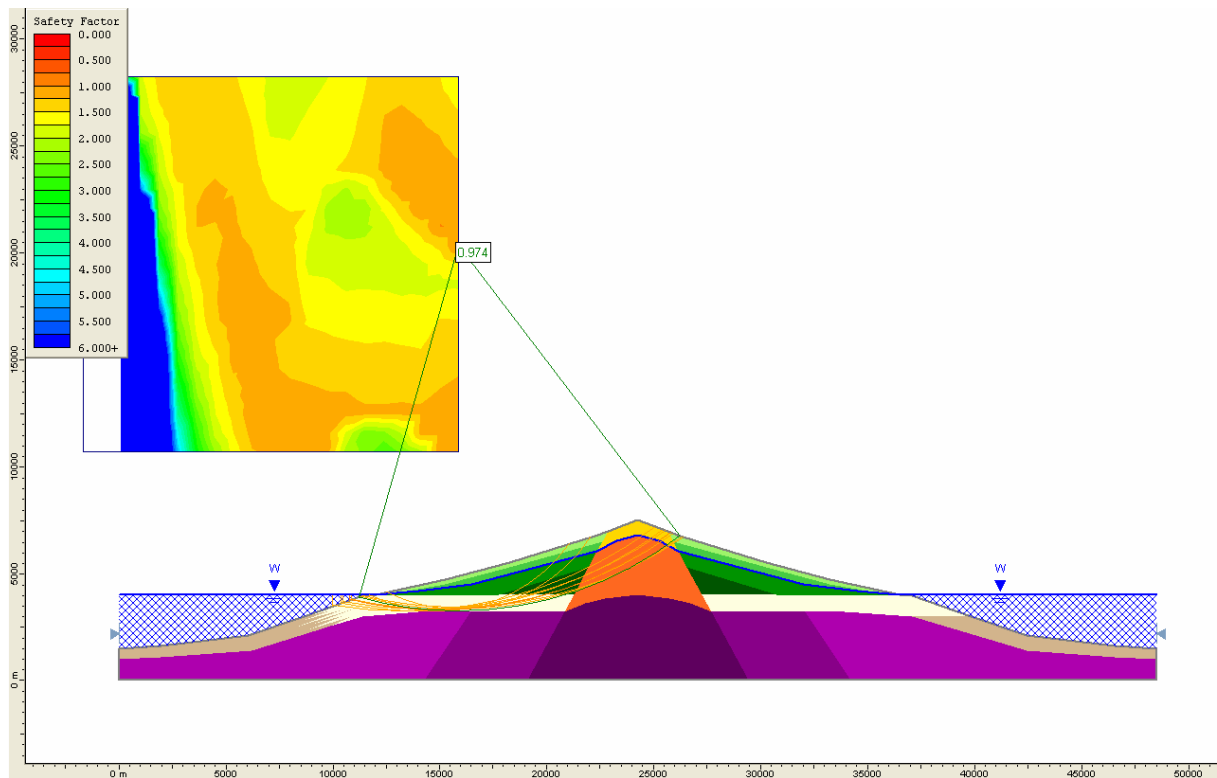
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 1,01$ en una superficie profunda



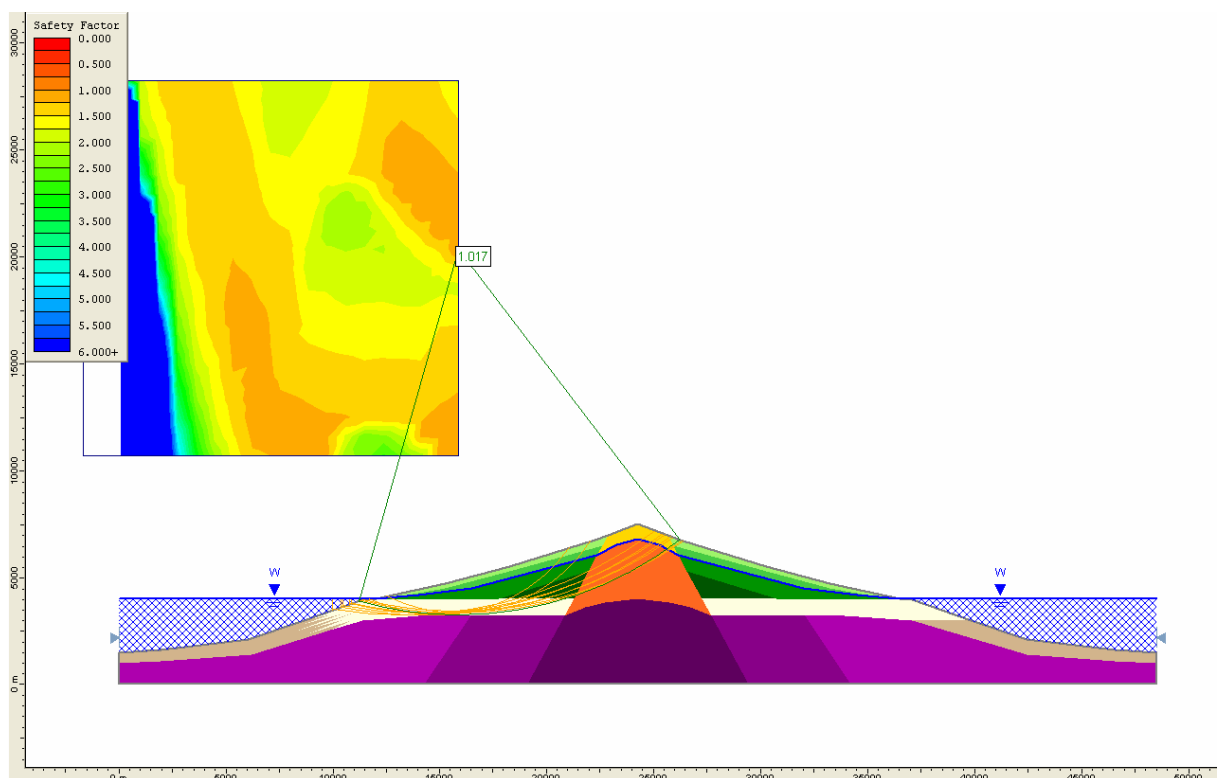
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 1,05$ en una superficie profunda



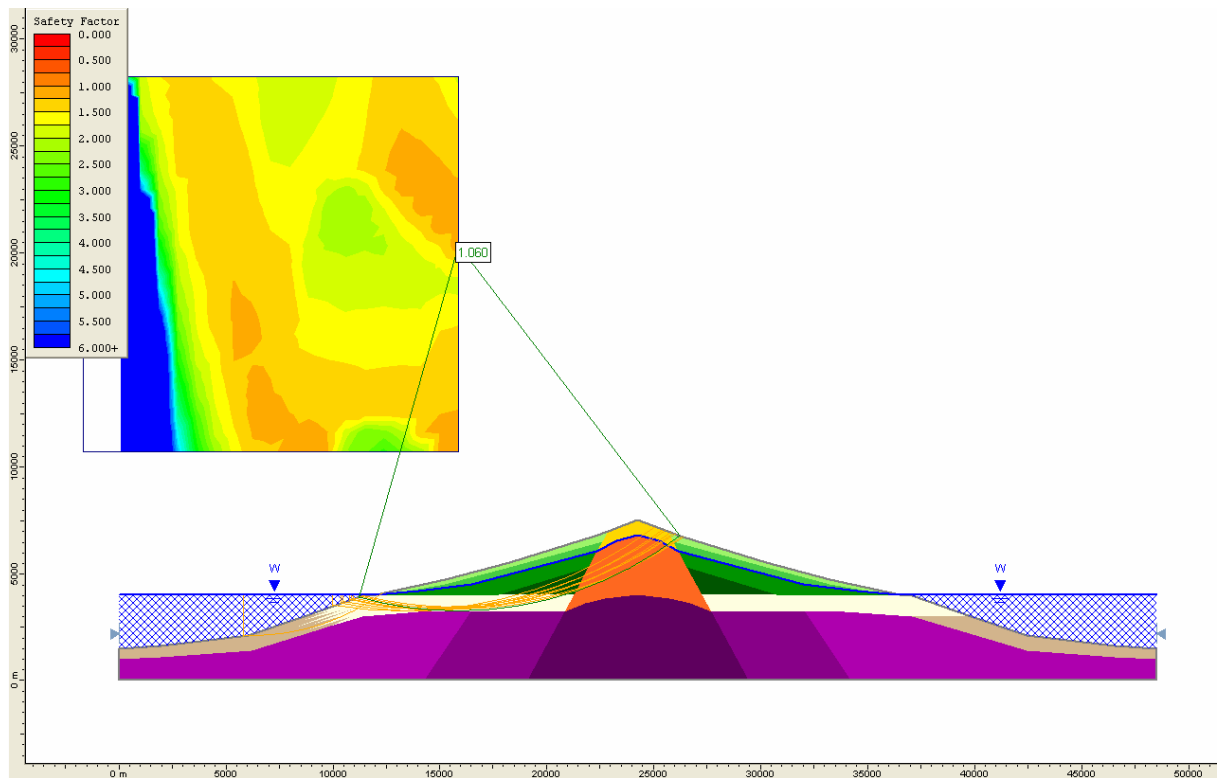
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,14$ en una superficie profunda



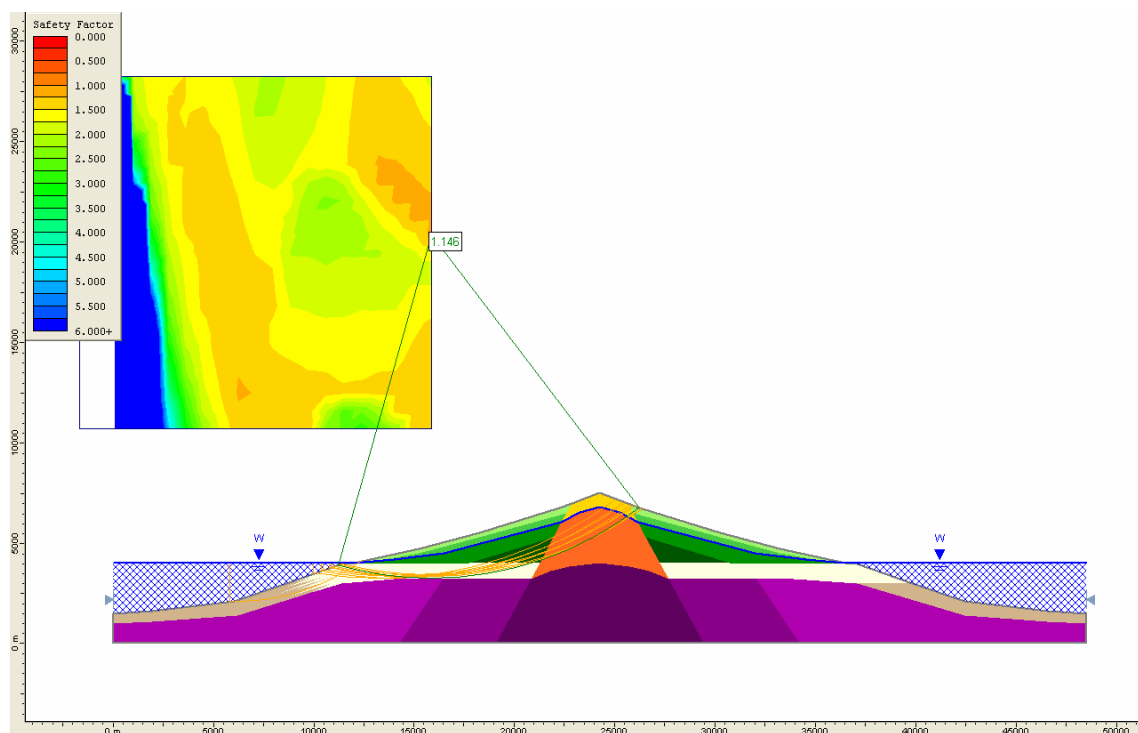
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 0,97$ en una superficie profunda



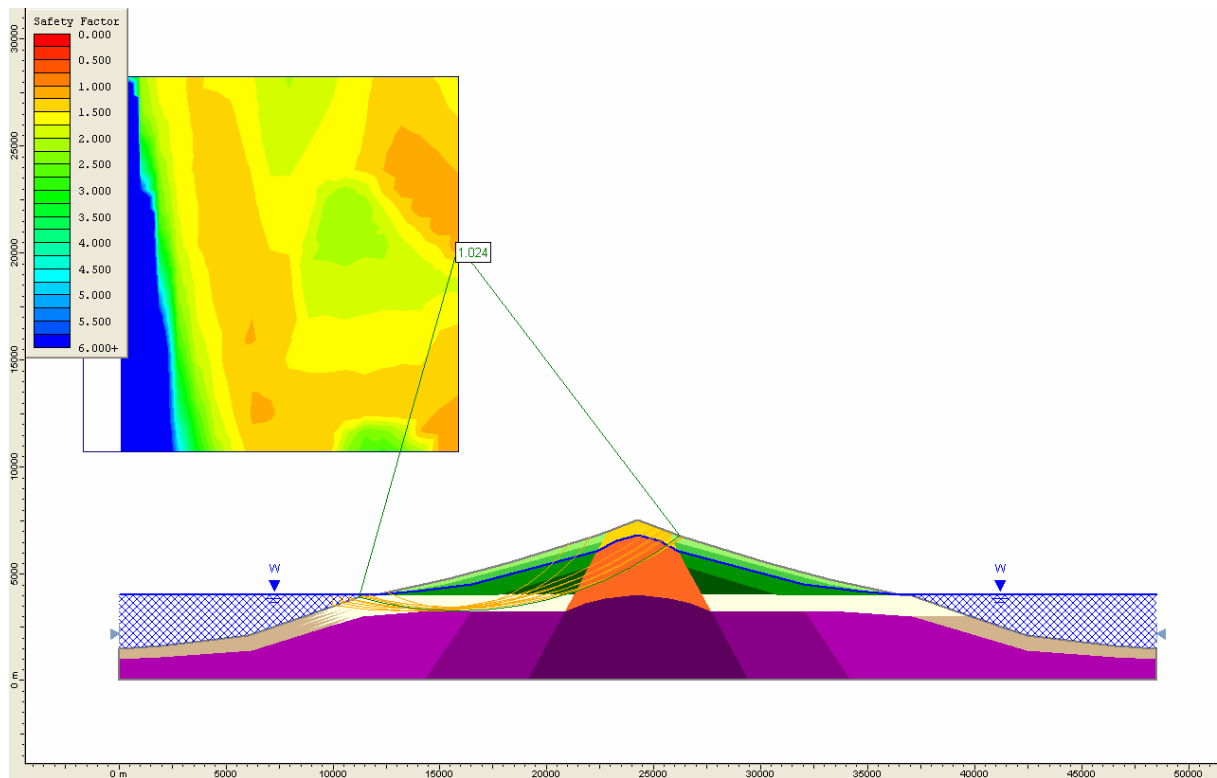
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 1,02$ en una superficie profunda



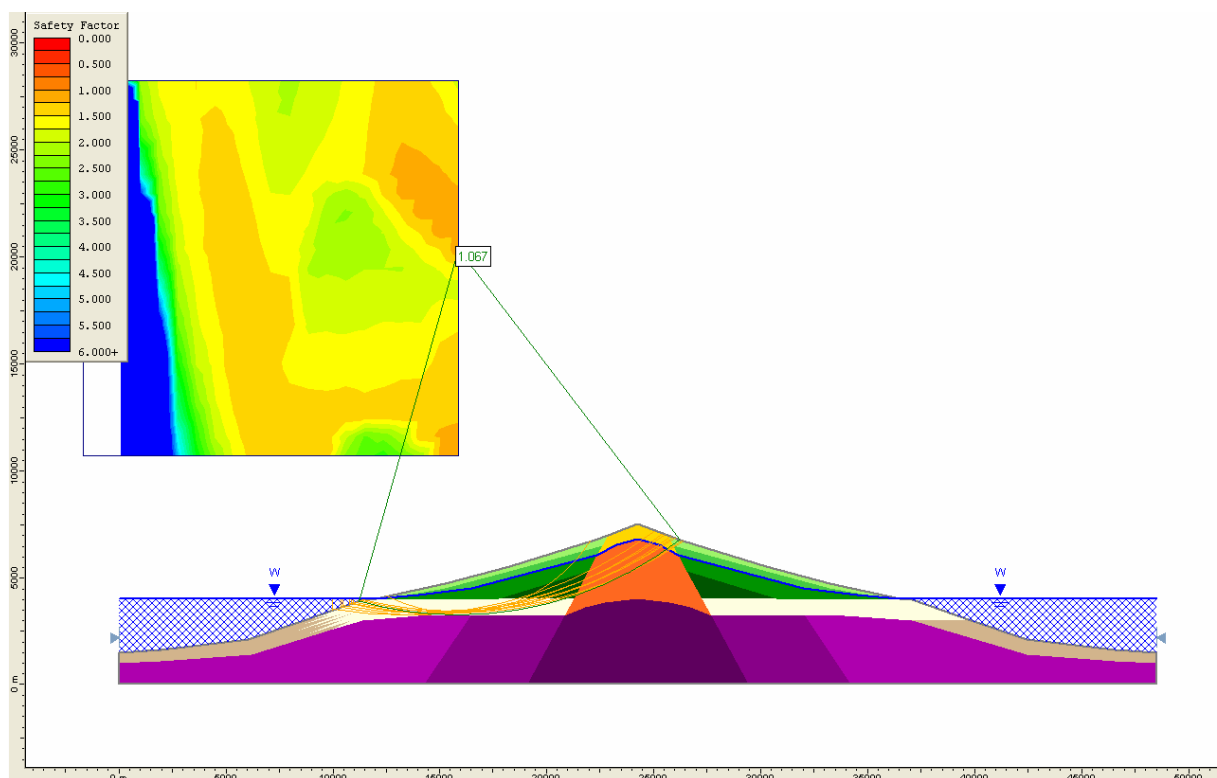
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 1,06$ en una superficie profunda



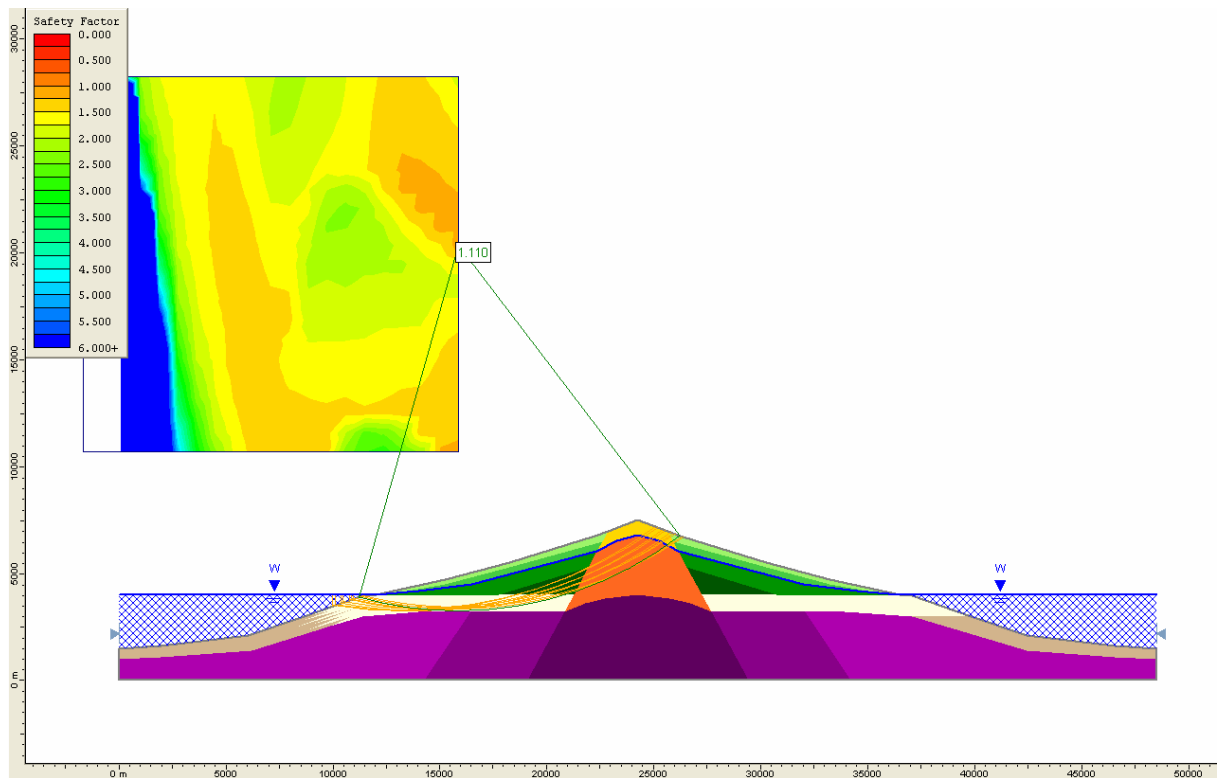
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,15$ en una superficie profunda



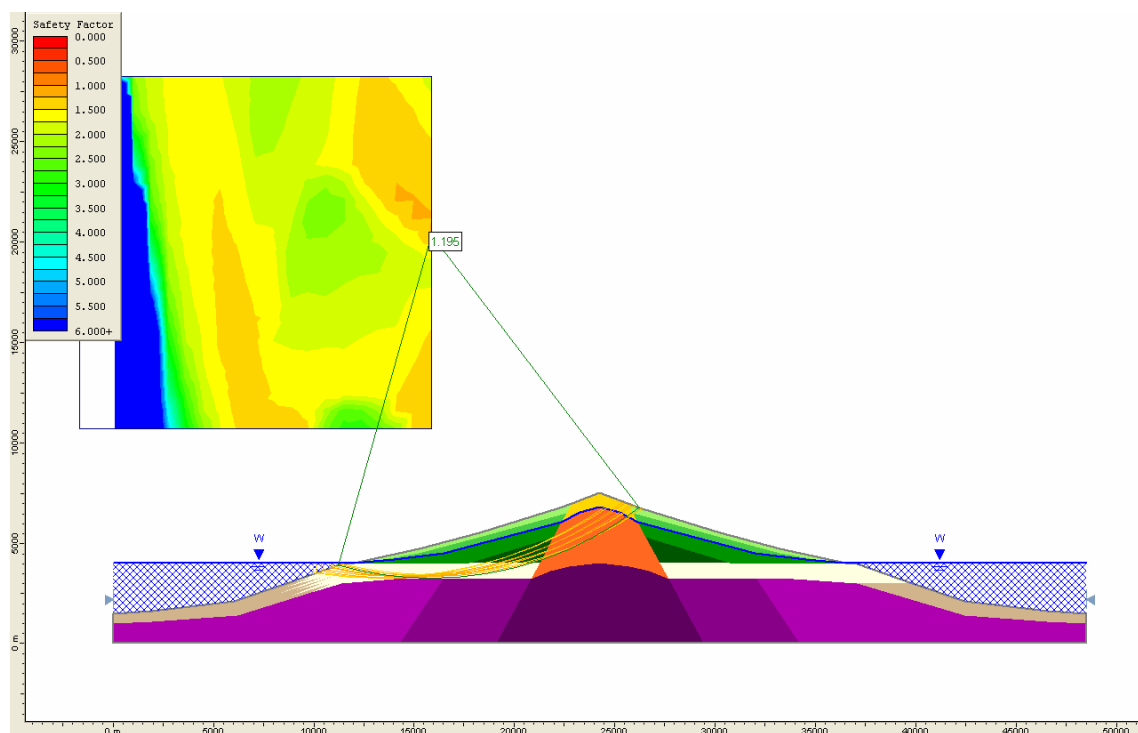
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 1,02$ en una superficie profunda



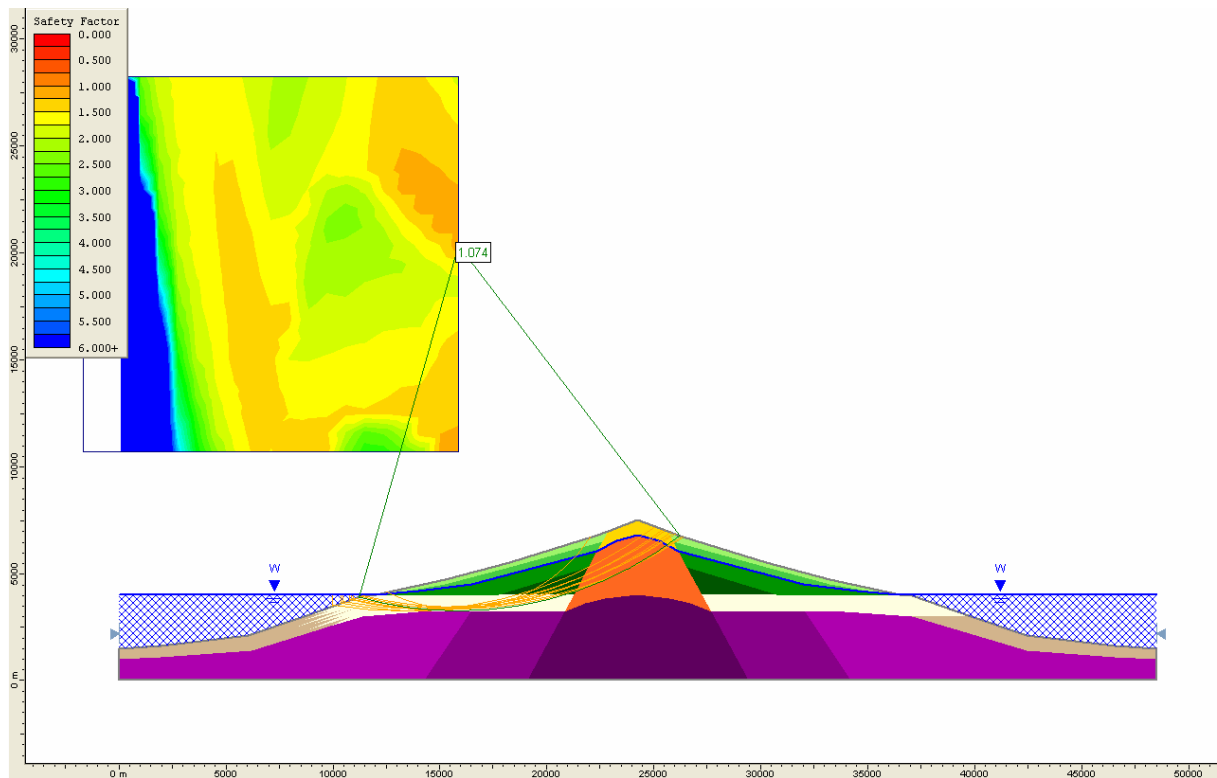
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 1,07$ en una superficie profunda



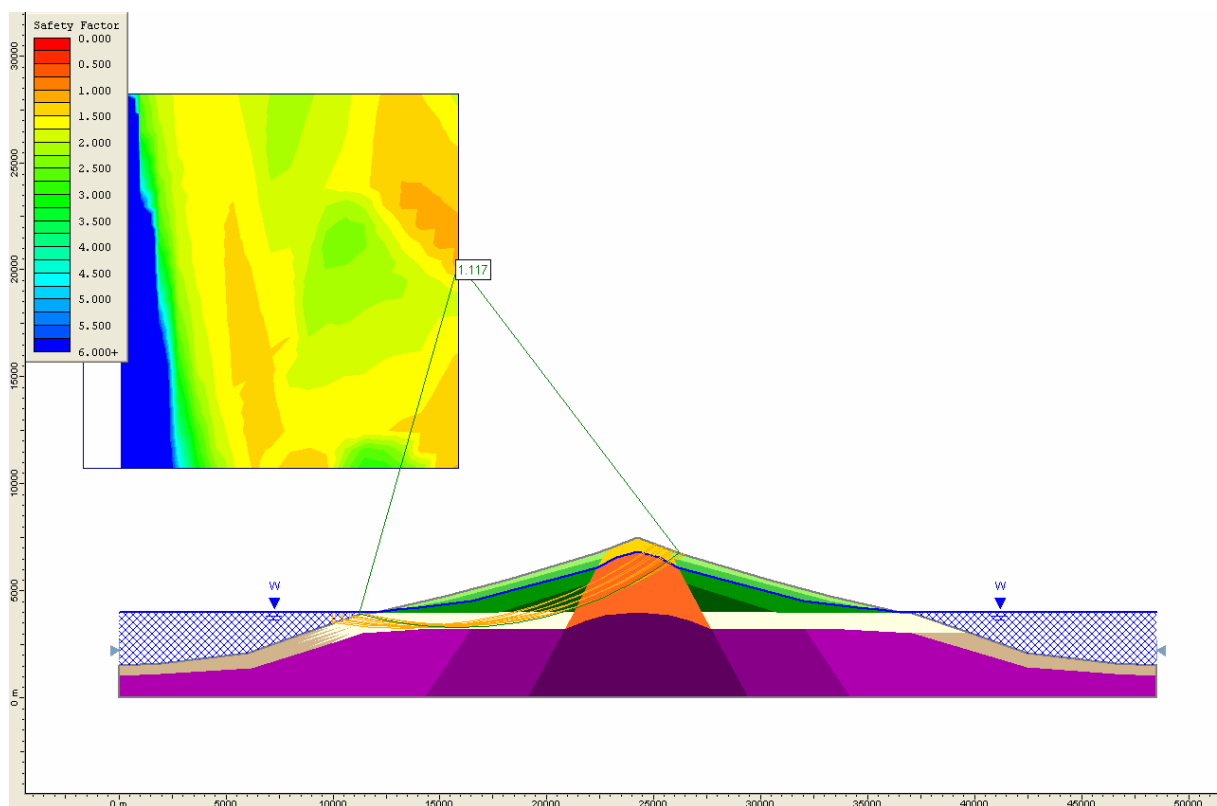
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,0 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 1,11$ en una superficie profunda



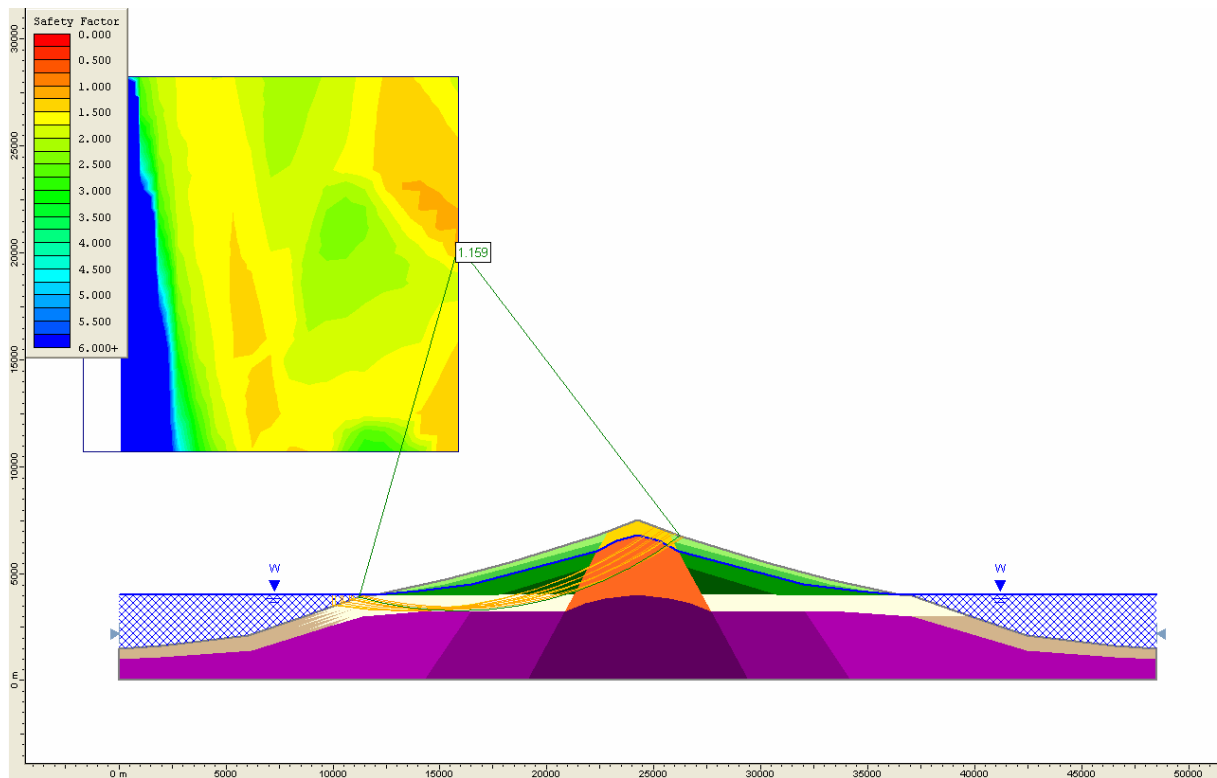
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,0 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,20$ en una superficie profunda



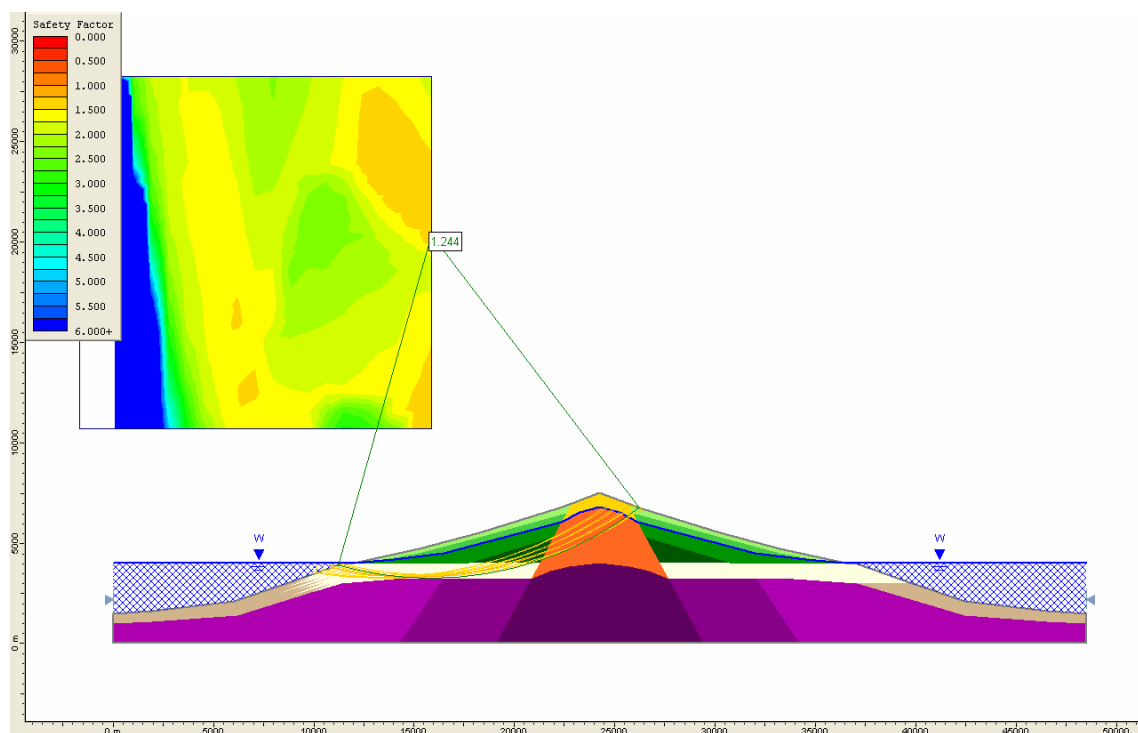
Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,5 \text{ MPa}$, $\phi = 8^\circ$
 $F_s = 1,07$ en una superficie profunda



Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,5 \text{ MPa}$, $\phi = 9^\circ$
 $F_s = 1,12$ en una superficie profunda



Materiales fragmentarios submarinos: $c = 1,5 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$
 $F_s = 1,16$ en una superficie profunda



Materiales fragmentarios submarinos: $c = 0,1,5 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$
 $F_s = 1,24$ en una superficie profunda

ANEXO IV.3. ANÁLISIS DE UN MODELO GEOMECÁNICO DE MENORES DIMENSIONES

Salidas gráficas de los análisis de estabilidad de un modelo geomecánico con menores dimensiones (altura 2.400 m y pendientes del edificio emergido de 12,5 a 14°) en los que se han considerado los mismos factores que en los análisis de estabilidad realizados en el Apartado 9.3. La metodología aplicada para la obtención de las propiedades resistentes de las unidades litológicas se detalla en Apartado 7.4. En la siguiente tabla se presentan los valores considerados.

Unidad	Descripción	γ (kN/m ³)	Espesor (m)	σ_1 (MPa)	σ_3 (MPa)	c (MPa)	ϕ (°)
1	Coladas y escorias recientes, por encima del nivel freático	20,7	250	5,2	1,7	0,8	52
2	Coladas y escorias ligeramente alteradas, por encima del nivel freático	21,7	300	11,7	3,9	1,6	48
3a	Coladas con escorias y piroclastos alterados, por debajo del nivel freático	21,2	500	22,3	7,4	1,8	37
3b	Coladas con escorias y piroclastos alterados, por debajo del nivel freático. Con intrusión de diques intensa	24,4	650	38,1	12,6	2,2	30
4	Piroclastos, coladas y escorias, por encima del nivel freático. Con intrusión de diques intensa	18,0	600	10,8	3,6	0,8	34
5	Piroclastos y coladas con escorias muy alterados, por debajo del nivel freático. Con intrusión de diques muy intensa	20,3	1.800	43,0	14,2	2,1	25
6a	Materiales fragmentarios submarinos y pillow-lavas	25,6	950	24,4	8,0	1,0	23
6b	Materiales fragmentarios submarinos y pillow-lavas con diques	25,8	800	58,8	19,4	2,0	19
7a	Pillow-lavas y material fragmentario submarino	27,9	2.800	101,4	33,5	8,0	36
7b	Pillow-lavas y material fragmentario submarino con intrusión de diques	28,1	3.200	128,2	42,3	10,1	35
8	Depósitos gravitacionales	-	-	-	-	1,0	20
9	Diques y/o cuerpos intrusivos	28,4	4.000	160,9	53,1	12,1	35

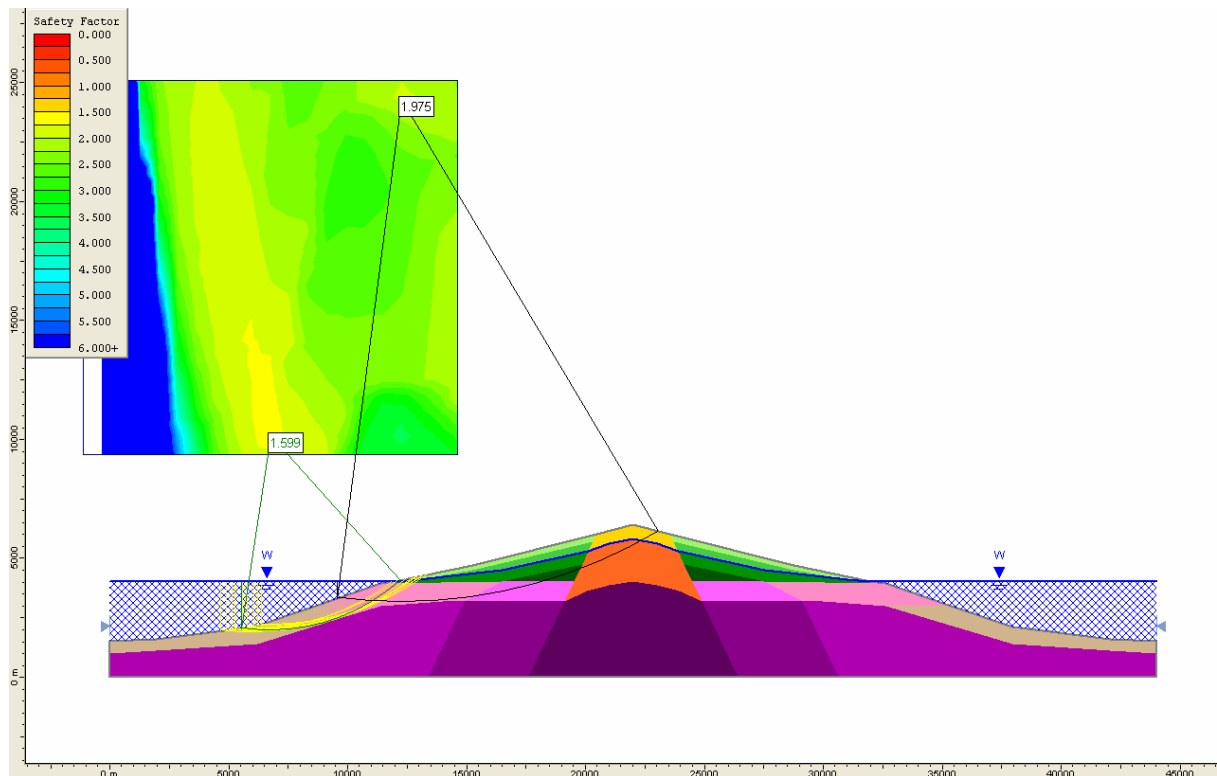
* Se ha estimado un valor mínimo de cohesión de los depósitos de materiales gravitacionales de 0,5 MPa (este valor se ha considerado en el caso del Análisis 2')

El valor de la presión de intrusión de diques en este modelo aplicando la fórmula:

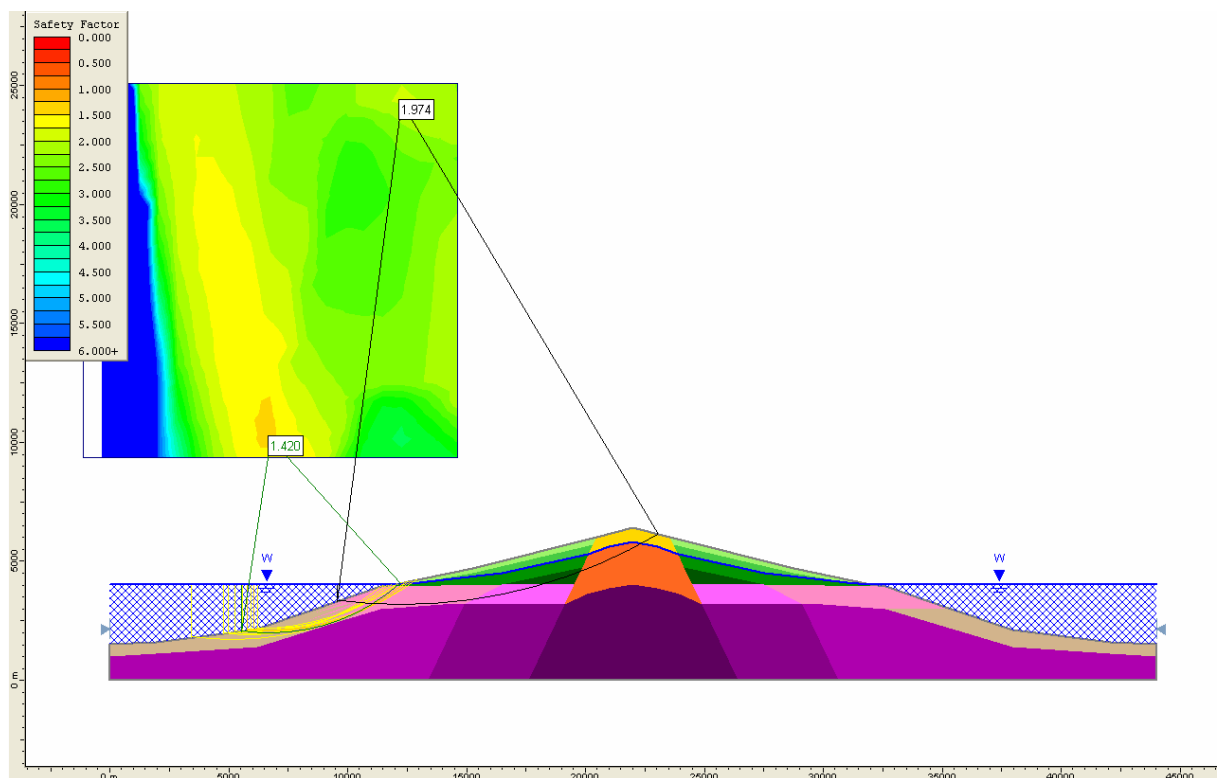
$\Delta p = p_e + (\gamma_r - \gamma_m)h + (\sigma_v - \sigma_h)$ (Apartado 8.2) es:

- De 14 MPa a 0 MPa, si no se considera exceso de presión magmática.
- De 24 MPa a 10 MPa, si se considera un exceso de presión magmática de 10 MPa.

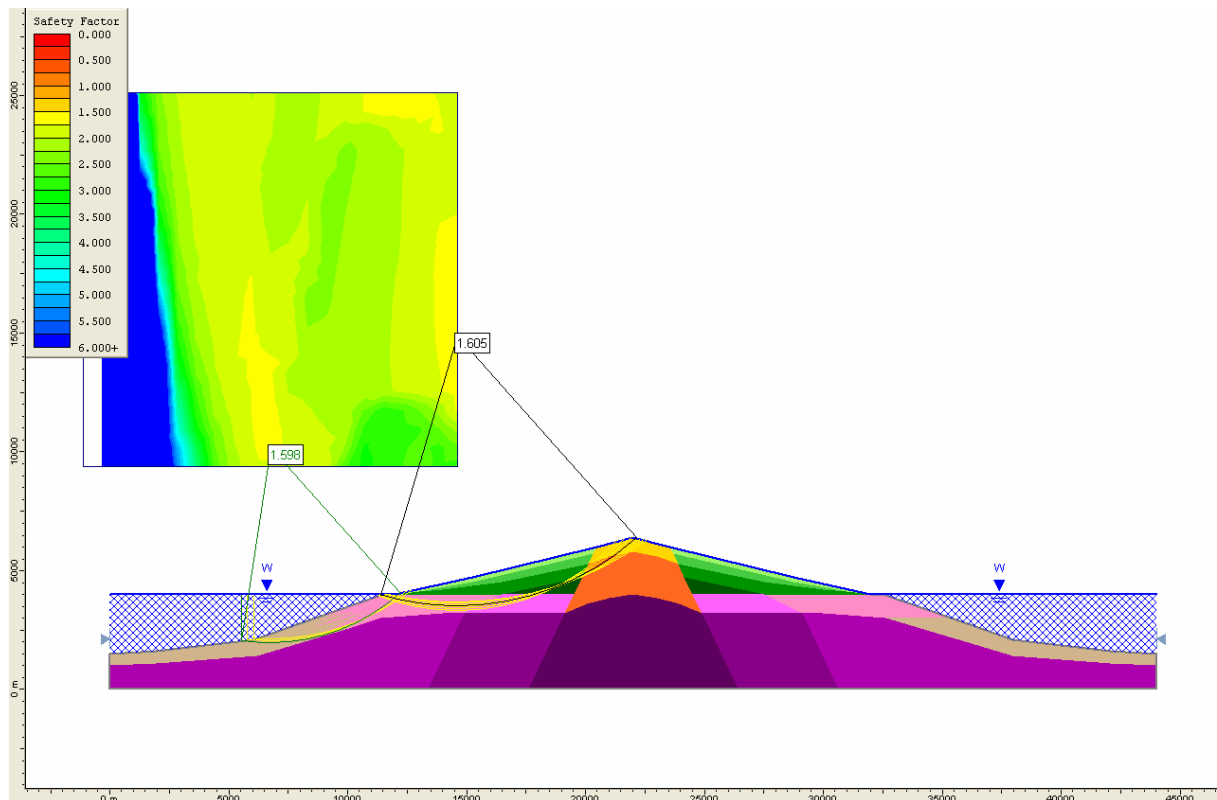
($\gamma_r = 19,7 \text{ kN/m}^3$, $\gamma_m = 25,5\text{-}26 \text{ kN/m}^3$, $h = 2400 \text{ m}$, $\sigma_v = 43 \text{ MPa}$ y $\sigma_h = 14,2 \text{ MPa}$)



Análisis 1' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m
 $F_s = 1,98$ en una superficie profunda y $F_s = 1,60$ en el flanco submarino

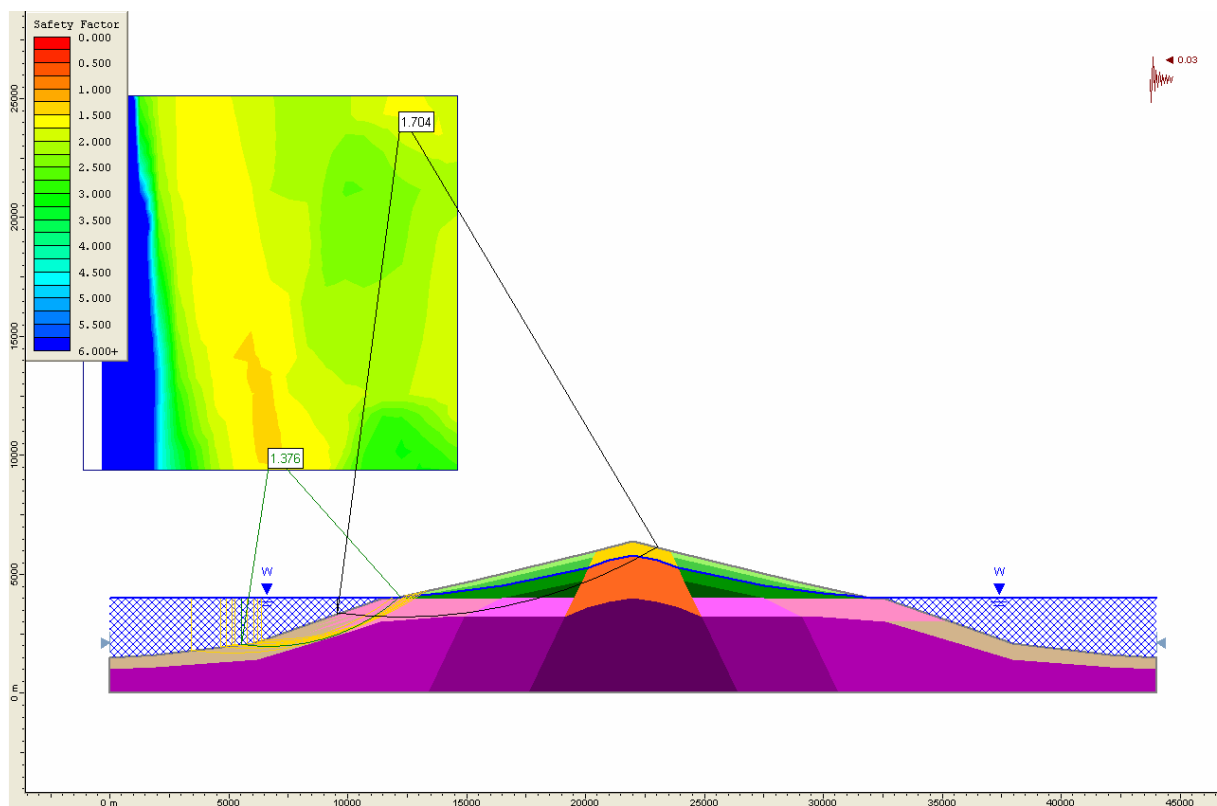


Análisis 2' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m
 (cohesión de los depósitos de materiales fragmentarios 0,5 MPa)
 $F_s = 1,97$ en una superficie profunda y $F_s = 1,42$ en el flanco submarino



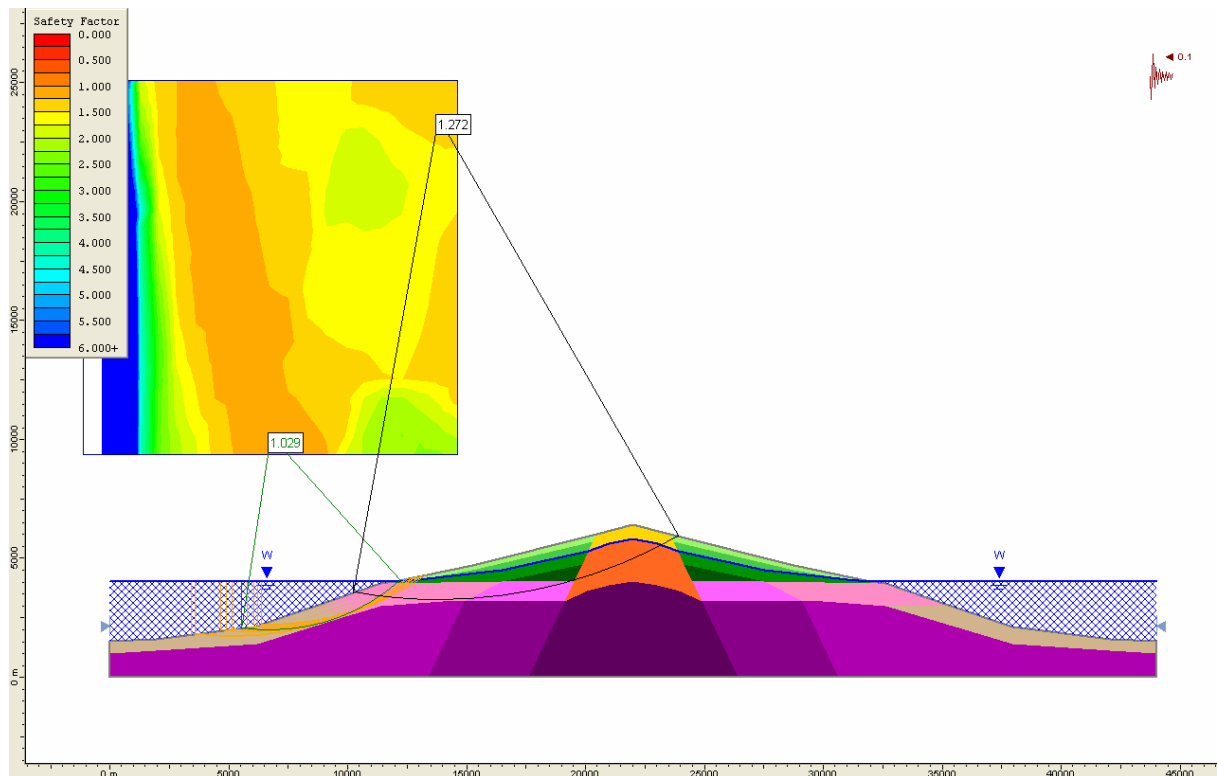
Análisis 3' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m con el nivel freático en la superficie

$F_s = 1,61$ en una superficie profunda y $F_s = 1,60$ en el flanco submarino



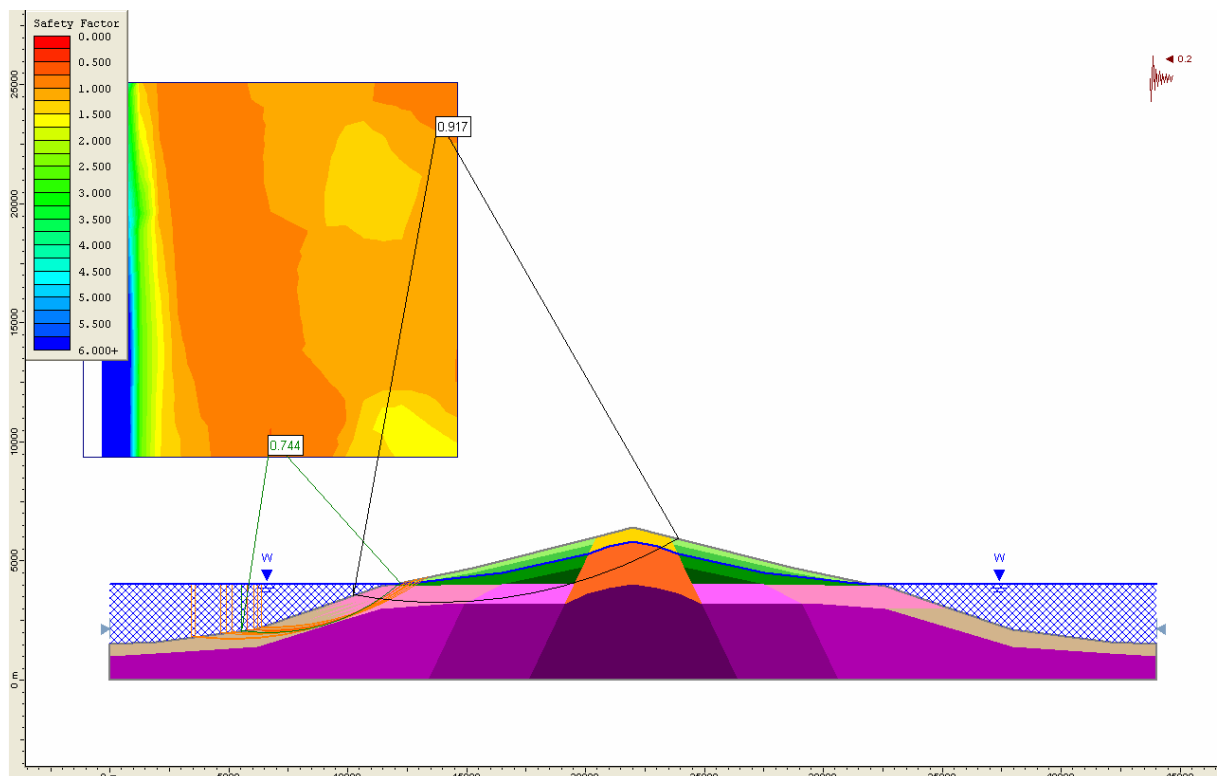
Análisis 4' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m para aceleración sísmica de 0,06 g

$F_s = 1,70$ en una superficie profunda y $F_s = 1,38$ en el flanco submarino



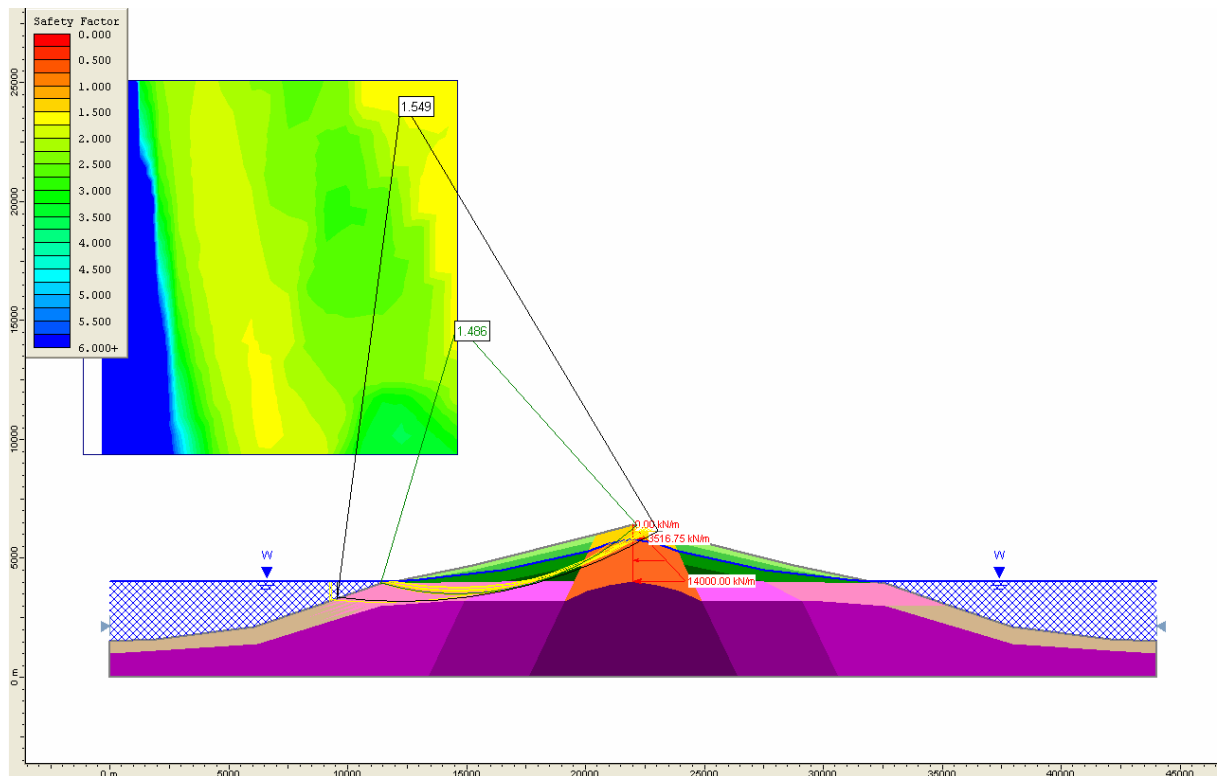
Análisis 5' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m para aceleración sísmica de 0,20 g

Fs = 1,27 en una superficie profunda y Fs = 1,03 en el flanco submarino

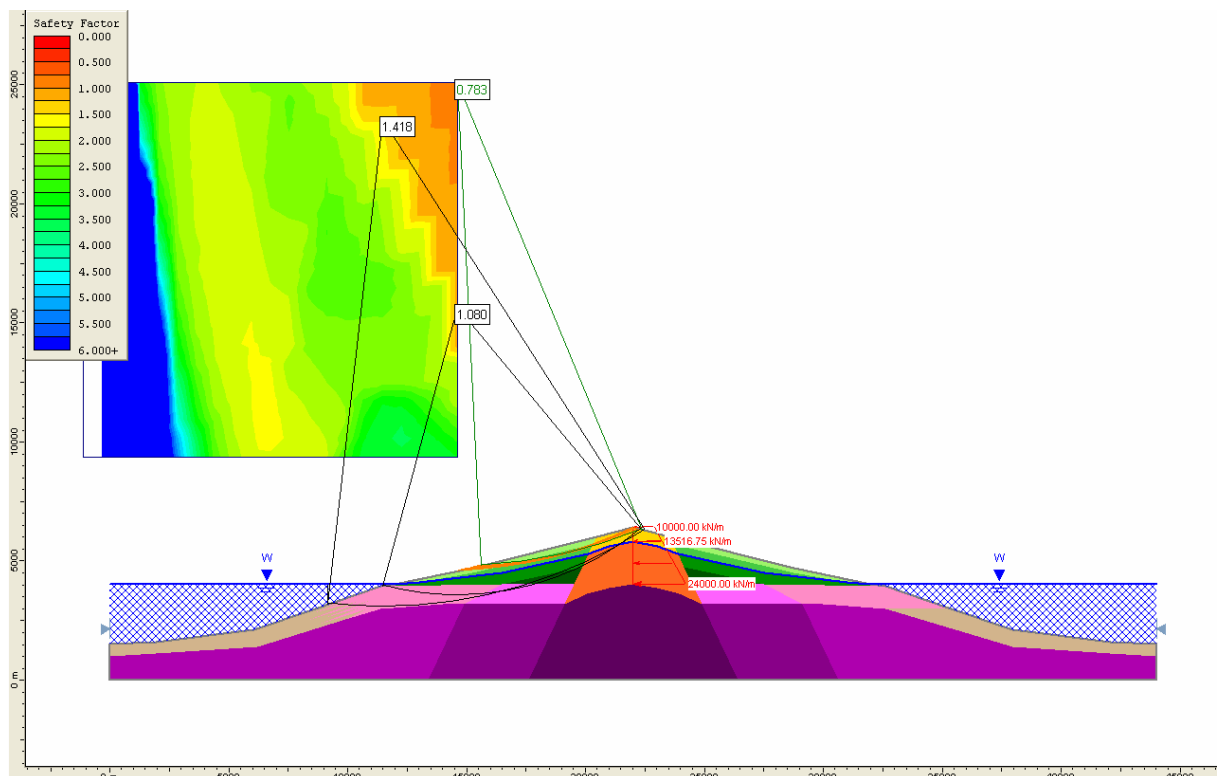


Análisis 6' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m para aceleración sísmica de 0,40 g

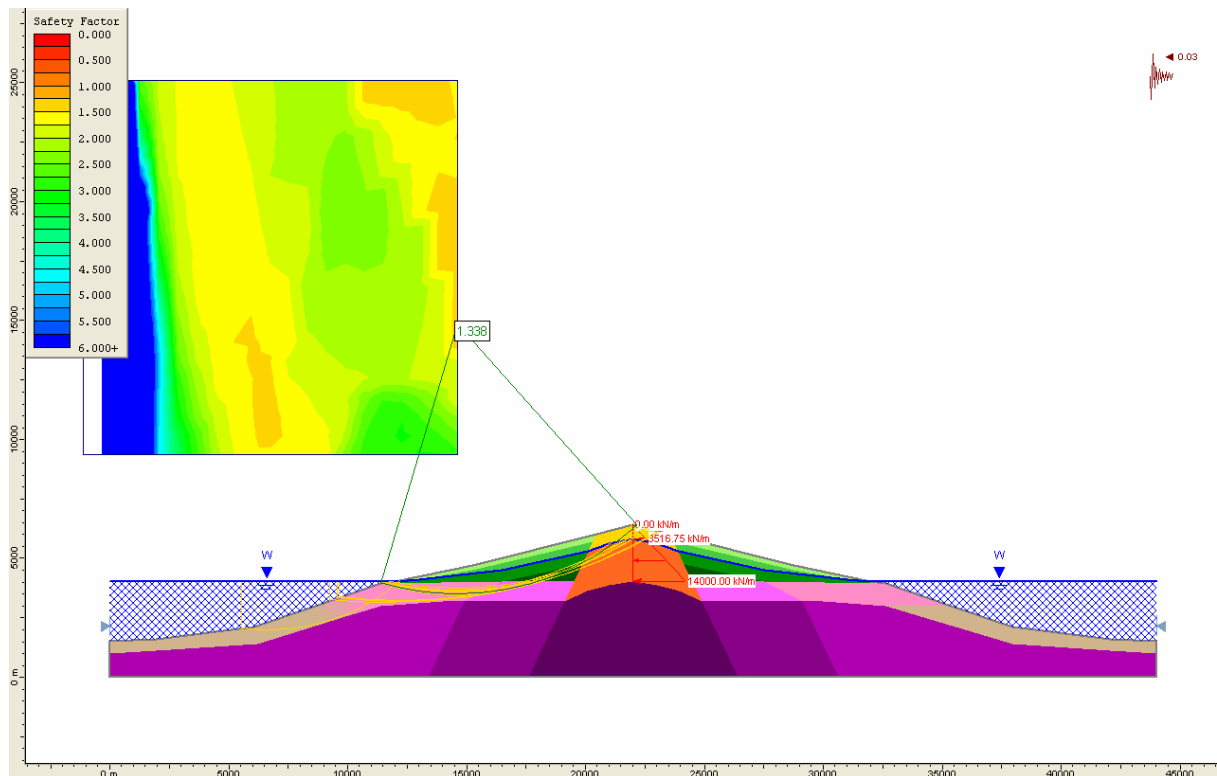
Fs = 0,92 en una superficie profunda y Fs = 0,74 en el flanco submarino



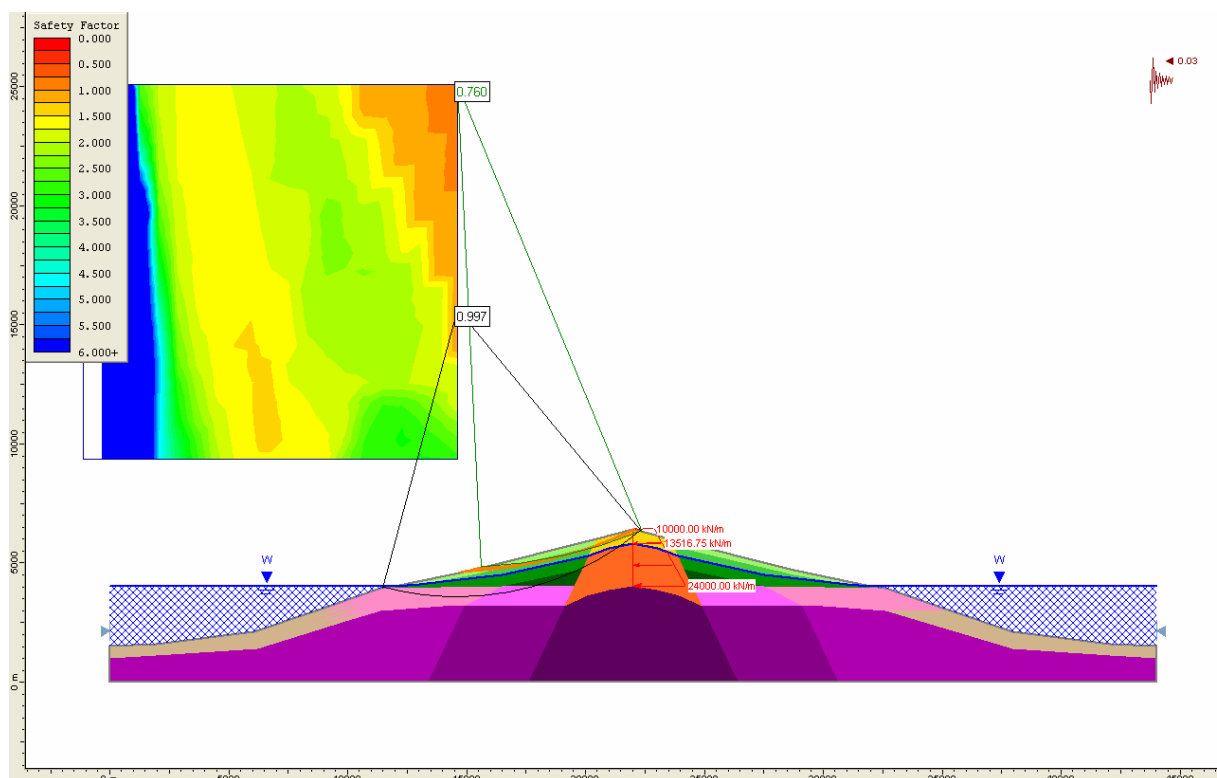
Análisis 7' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m con presión horizontal de intrusión de 0 a 14 MPa
 $F_s = 1,48$ en una superficie profunda



Análisis 8' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m con presión horizontal de intrusión de 10 a 24 MPa,
 $F_s = 1,08$ en una superficie profunda y $F_s = 0,78$ en una superficial



Análisis 9' de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m con presión horizontal de intrusión de 0 a 14 MPa y aceleración sísmica de 0,06 g
Fs = 1,34 en una superficie profunda

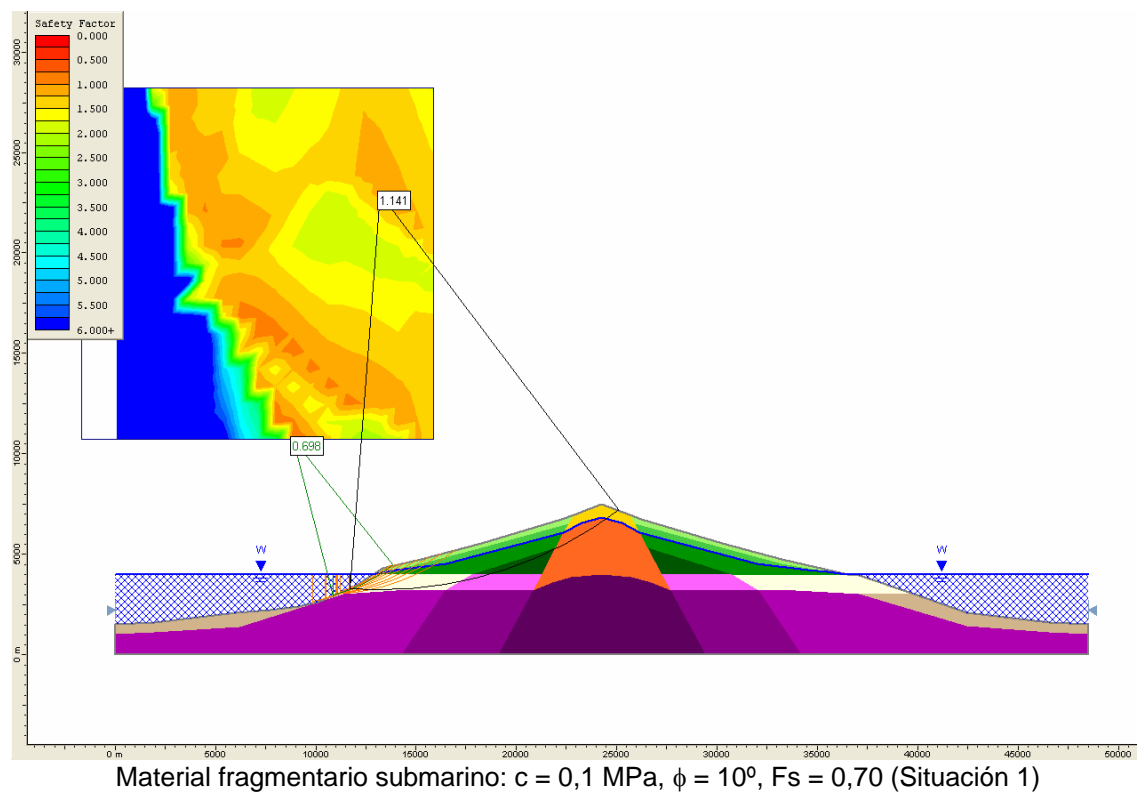


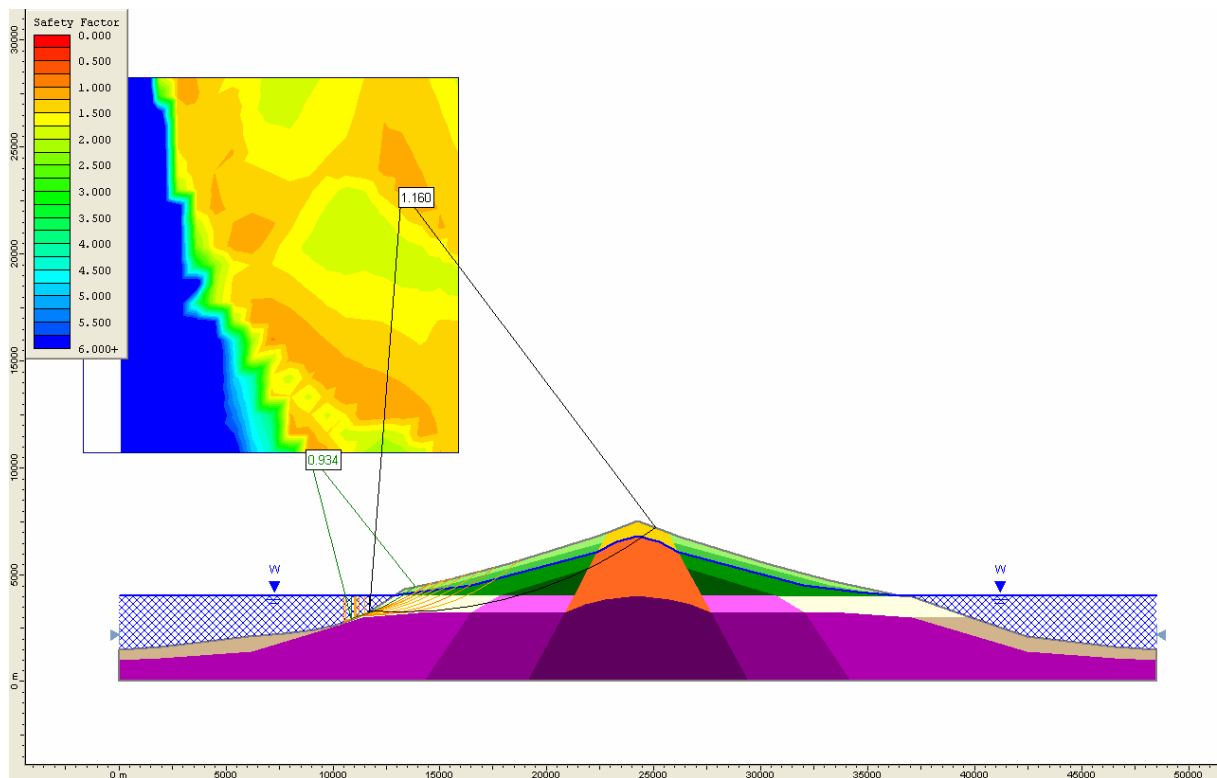
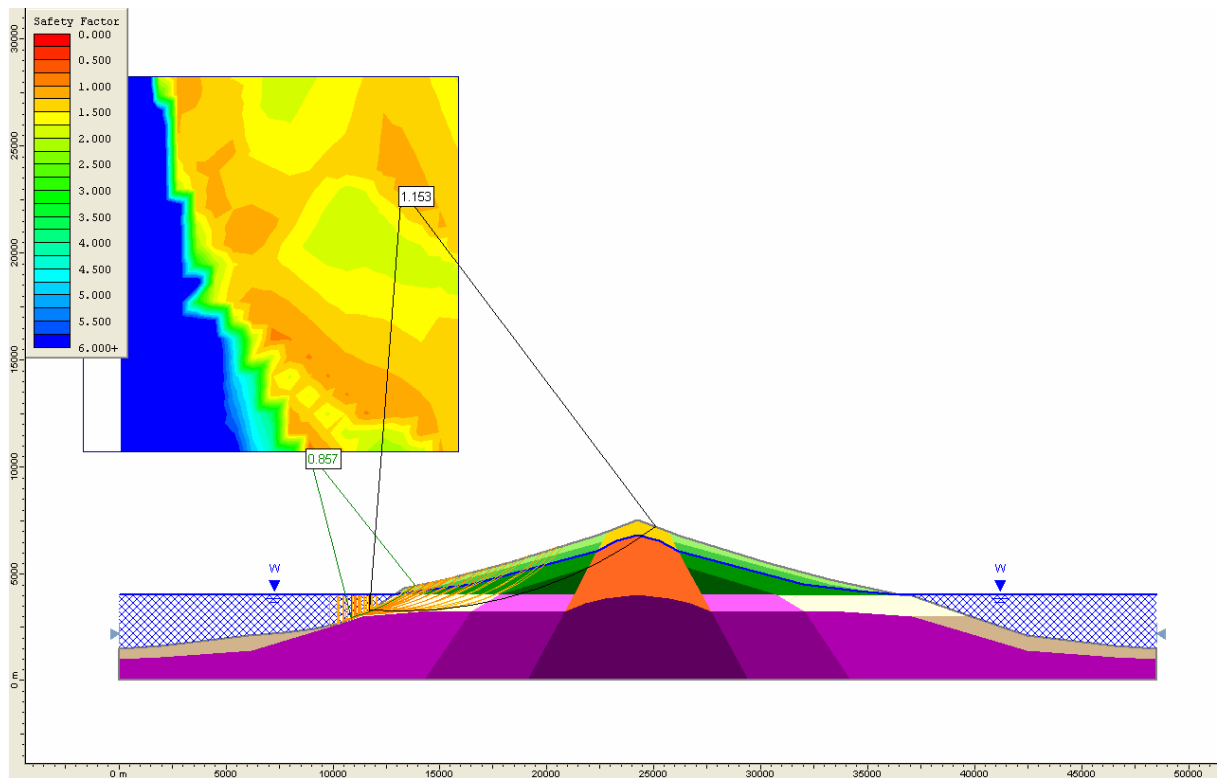
Análisis 10 de estabilidad del modelo geomecánico de 2.400 m con presión horizontal de intrusión de 10 a 24 MPa y aceleración sísmica de 0,06 g
Fs = 1,00 en una superficie profunda y Fs = 0,76 en una superficial

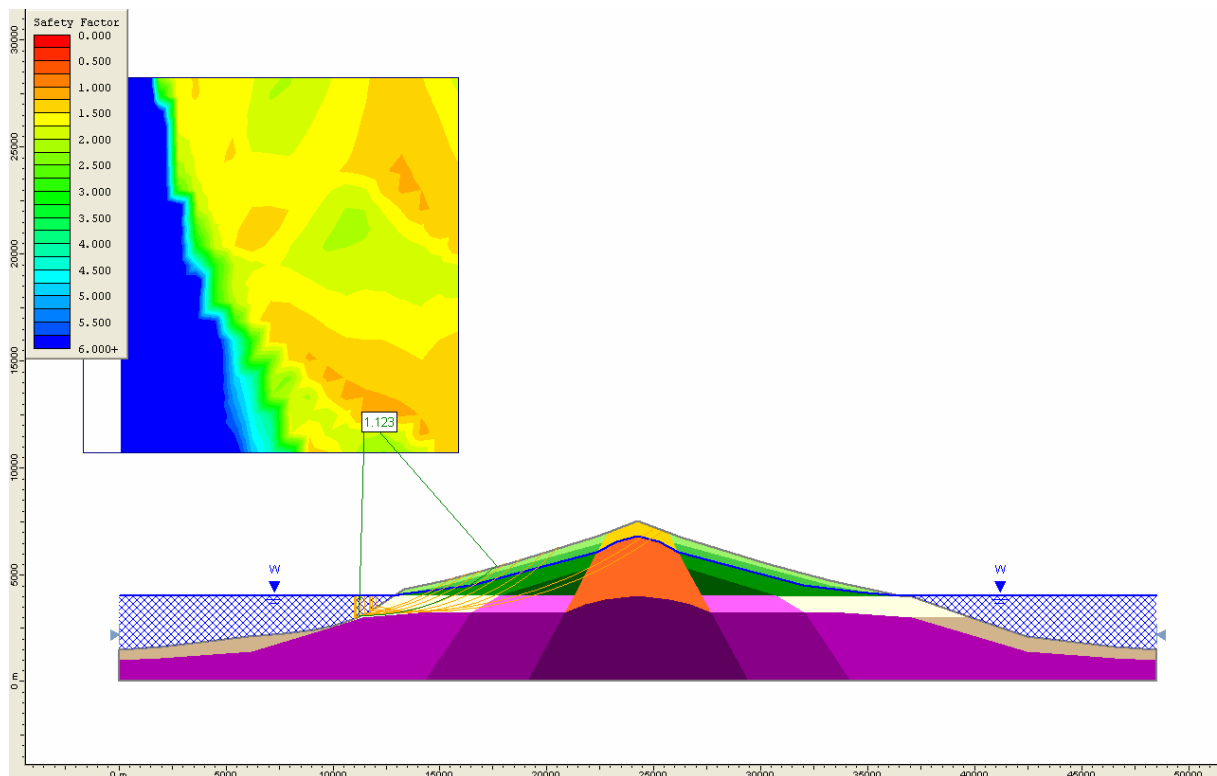
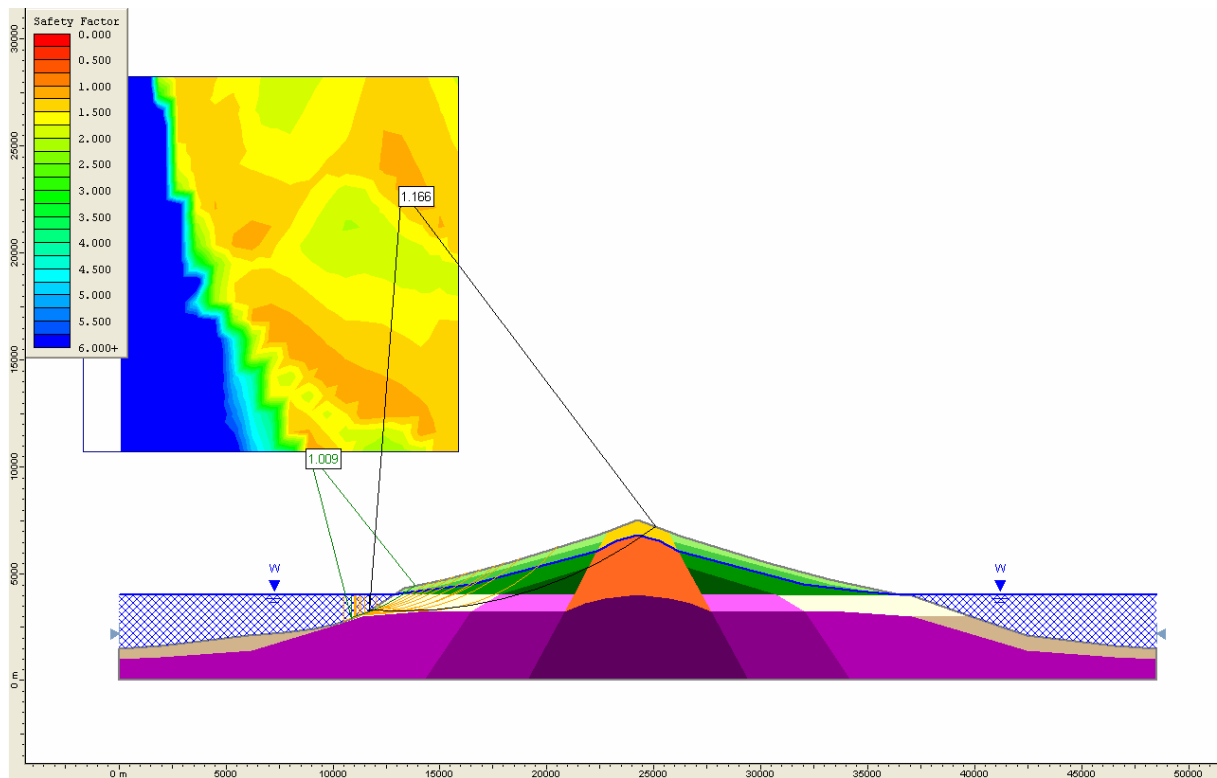
ANEXO IV.4. ANÁLISIS A POSTERIORI DE DESLIZAMIENTOS SUCESIVOS

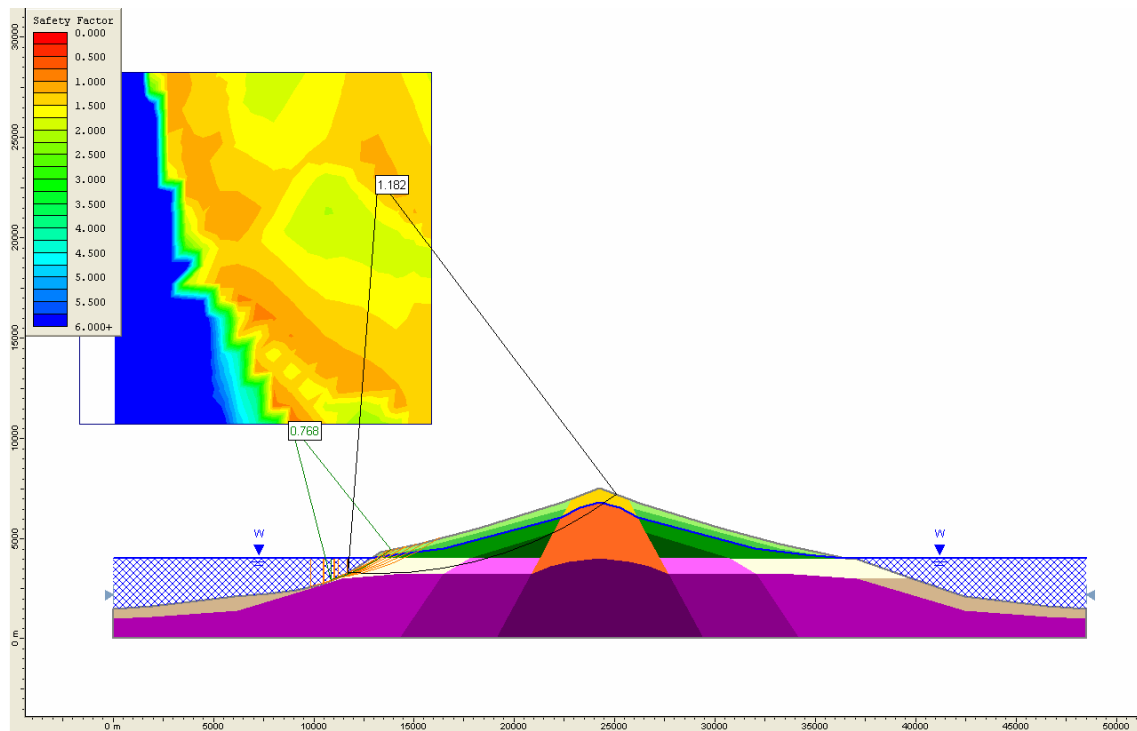
Salidas gráficas de los análisis de estabilidad de deslizamientos sucesivos en los que se modifican las propiedades de los materiales fragmentarios submarinos (en amarillo en las siguientes figuras) en dos situaciones. En la primera, se ha asumido la rotura del flanco submarino del modelo y, en la segunda, se ha eliminado la zona inestable (más representativa) obtenida en el análisis anterior. En el resto de las unidades se mantienen las propiedades incluidas en la Tabla 9.5.

SITUACIÓN 1. TRAS LA ROTURA DEL FLANCO SUBMARINO

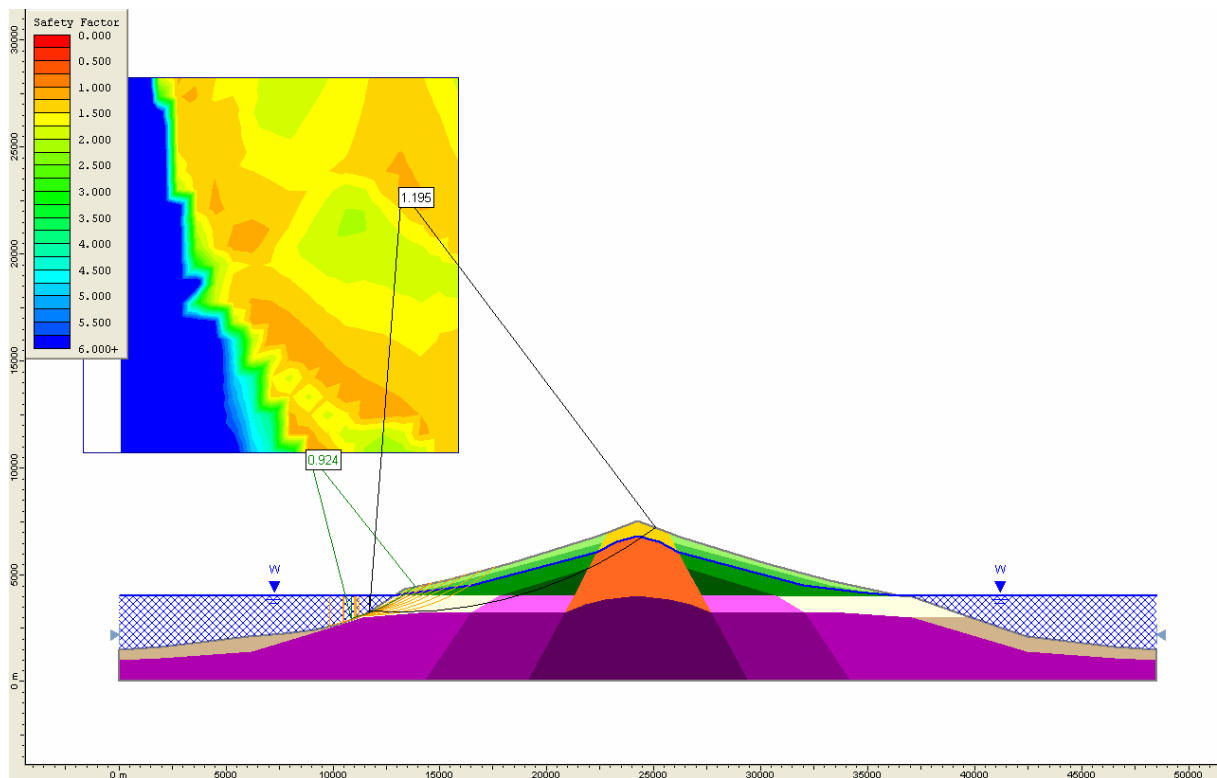




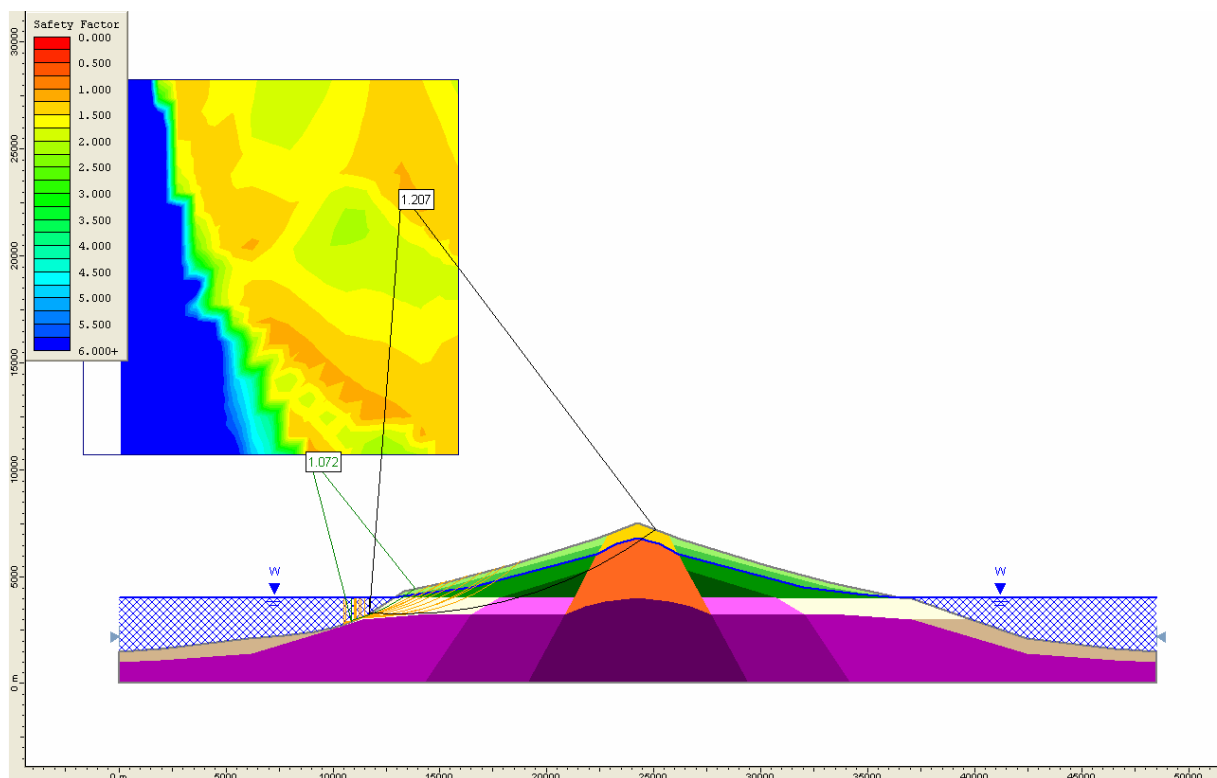
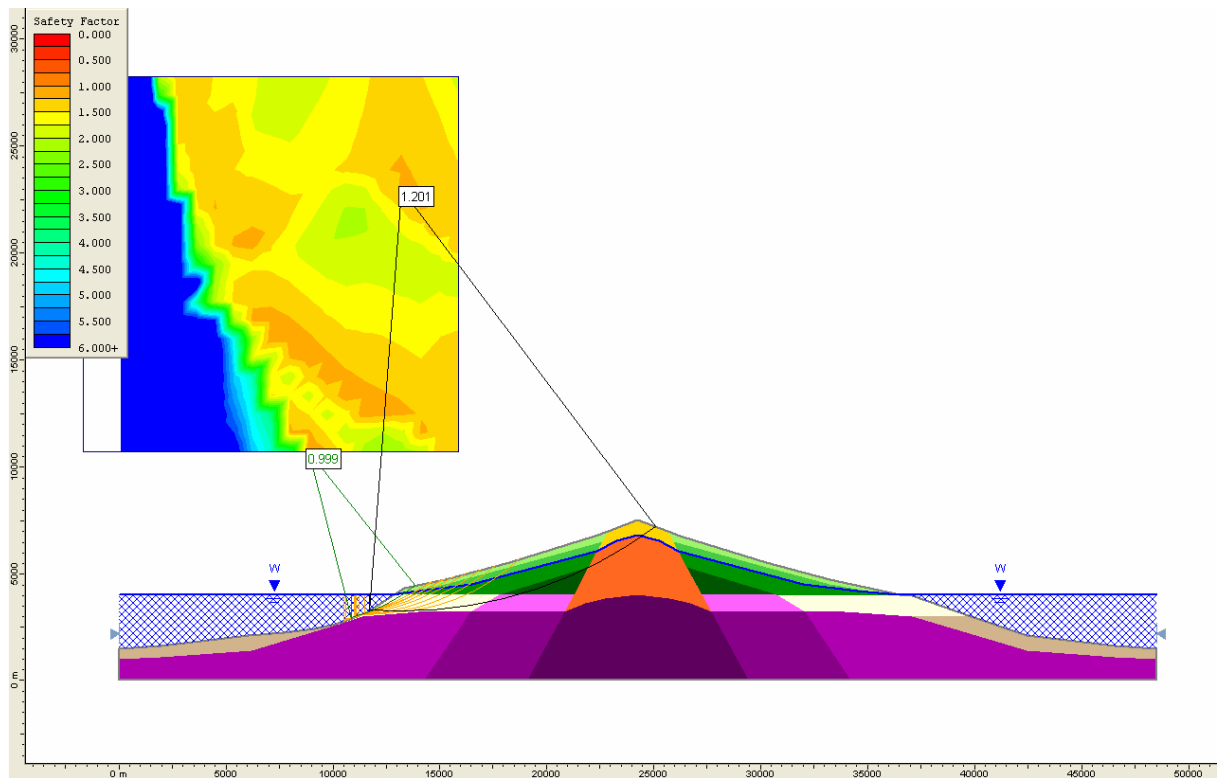


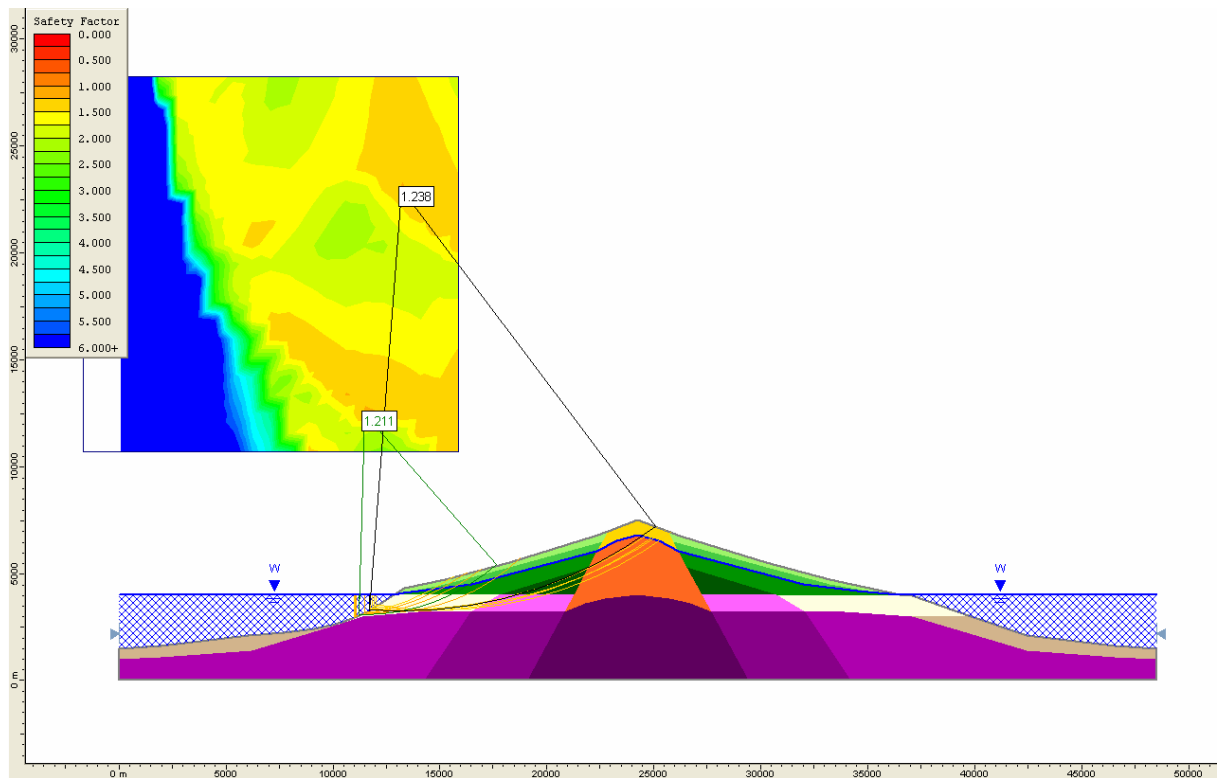


Material fragmentario submarino: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$, $F_s = 0,77$ (Situación 1)

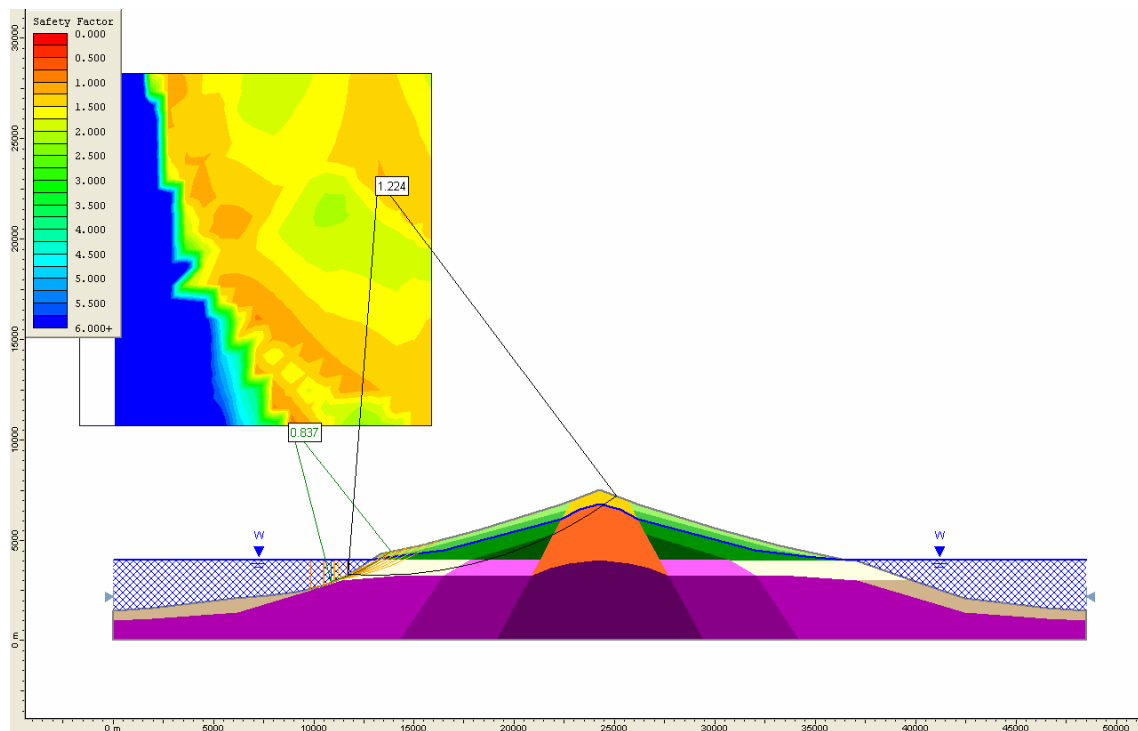


Material fragmentario submarino: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$, $F_s = 0,92$ (Situación 1)

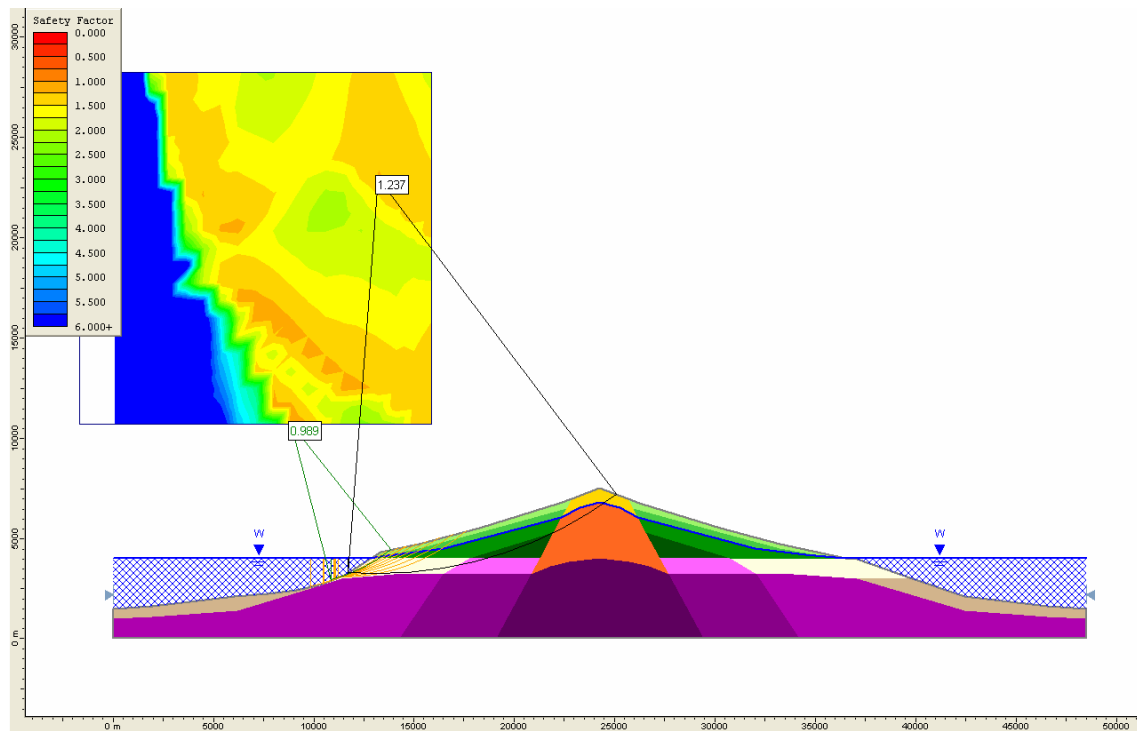




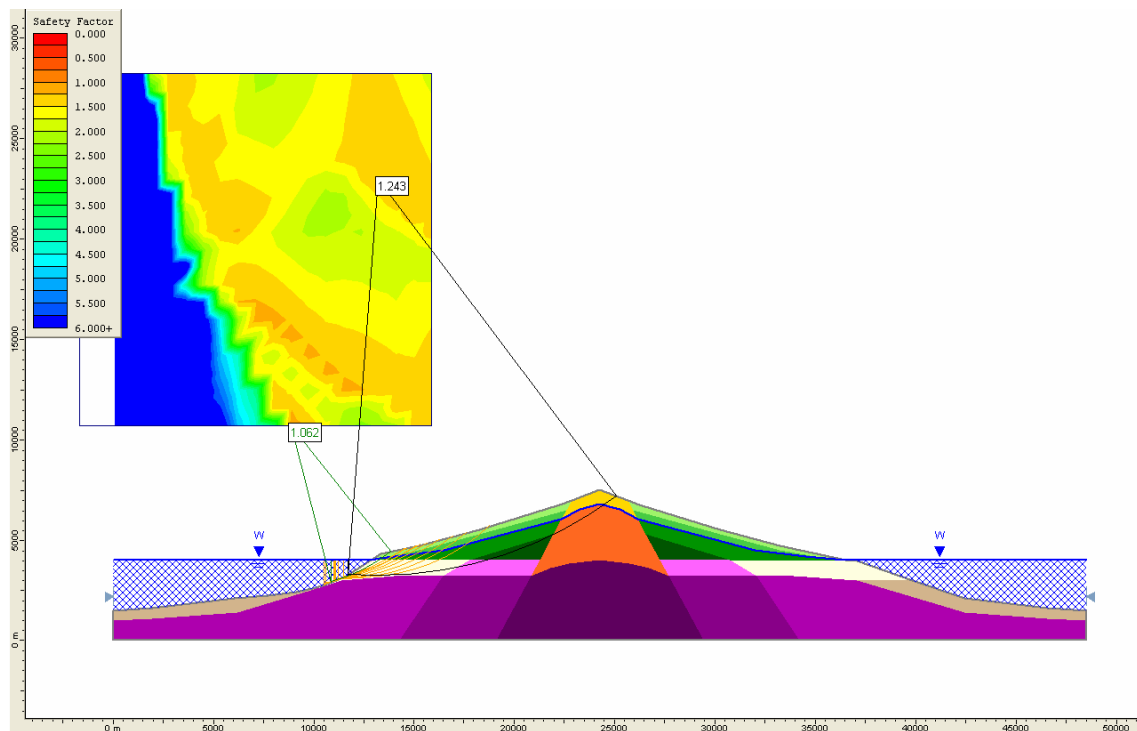
Material fragmentario submarino: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$, $F_s = 1,21$ (Situación 1)



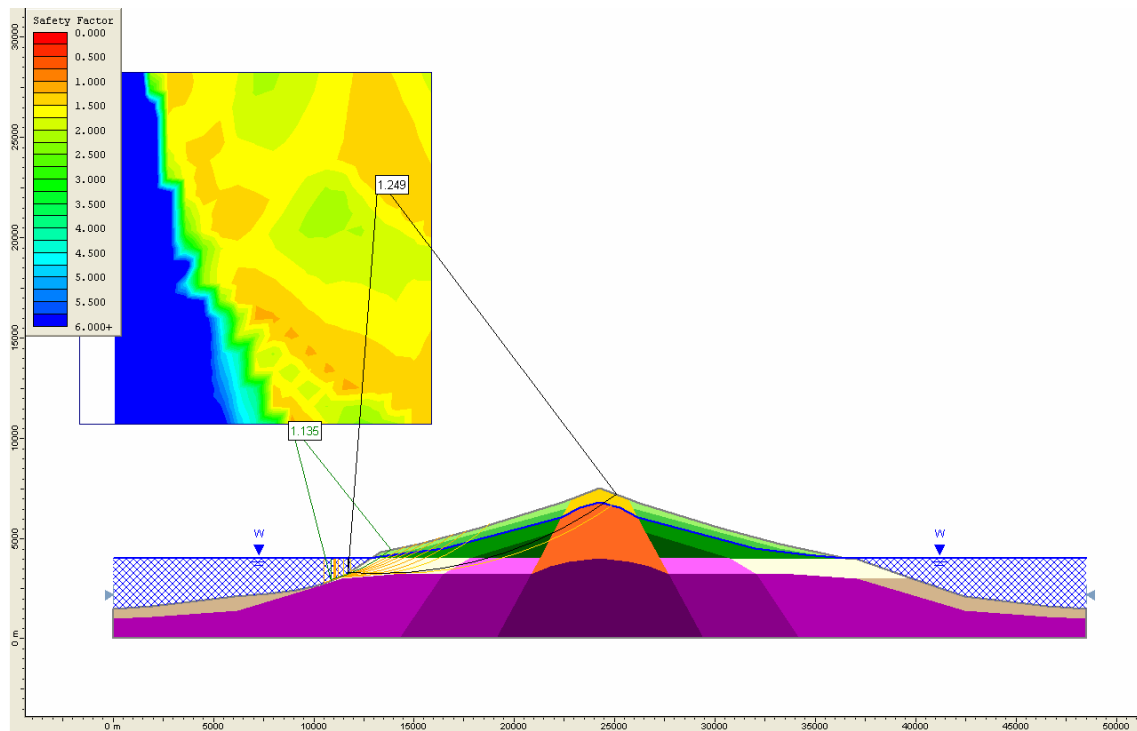
Material fragmentario submarino: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 0,84$ (Situación 1)



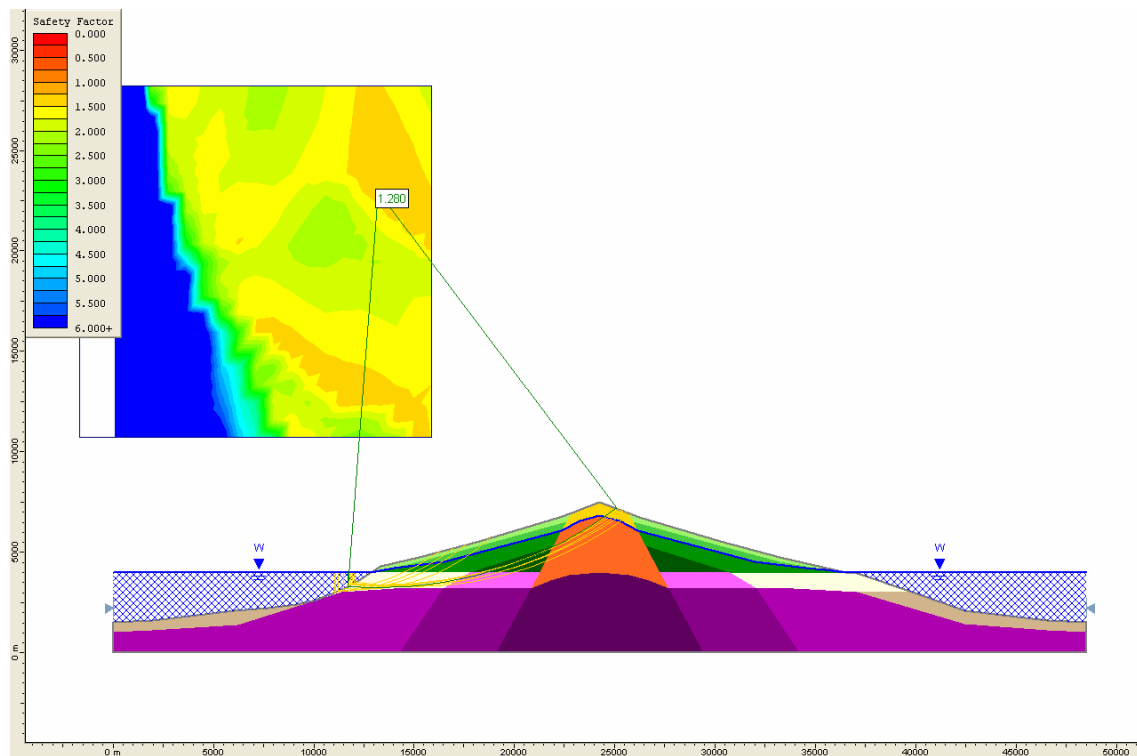
Material fragmentario submarino: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 0,99$ (Situación 1)



Material fragmentario submarino: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,06$ (Situación 1)

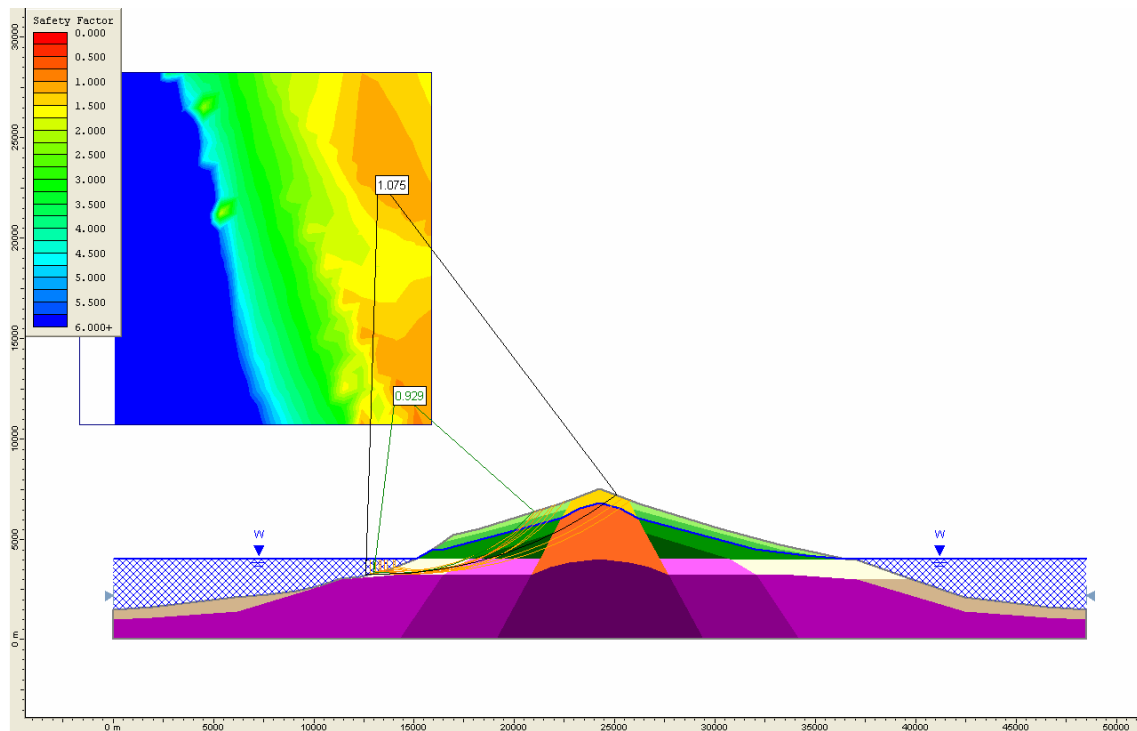


Material fragmentario submarino: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,13$ (Situación 1)

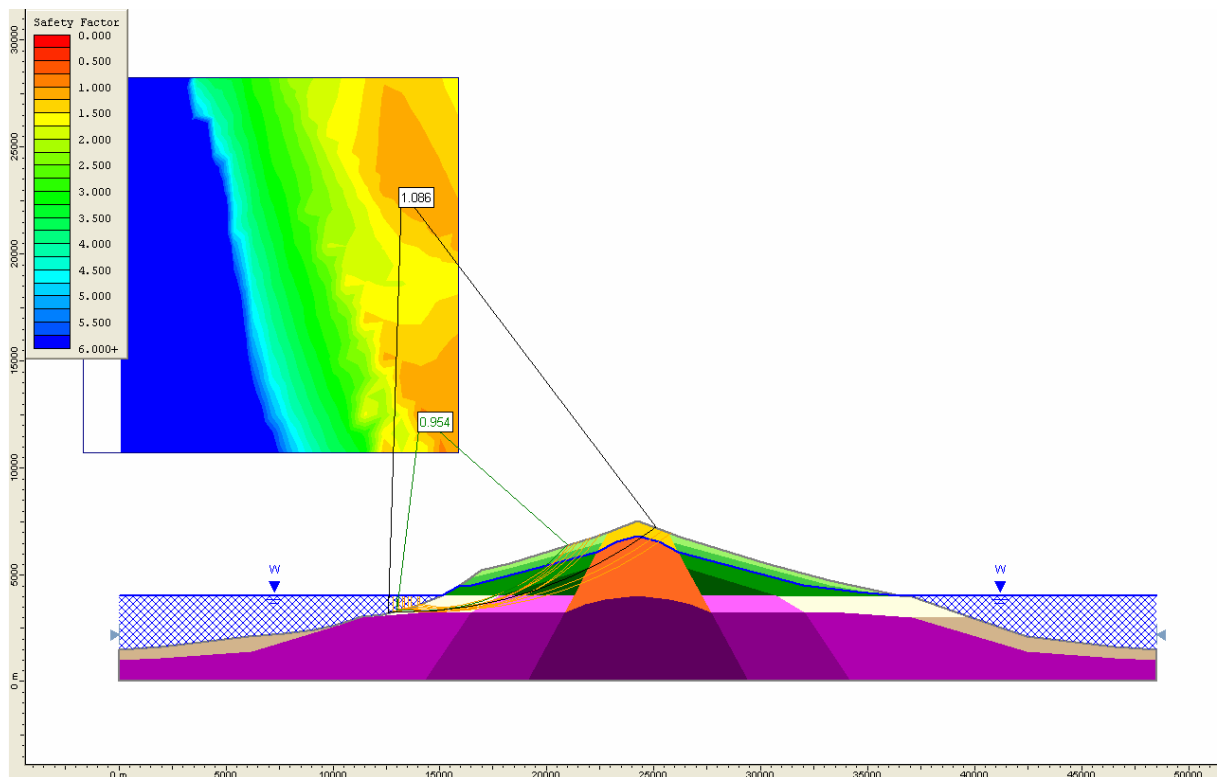


Material fragmentario submarino: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,28$ (Situación 1)

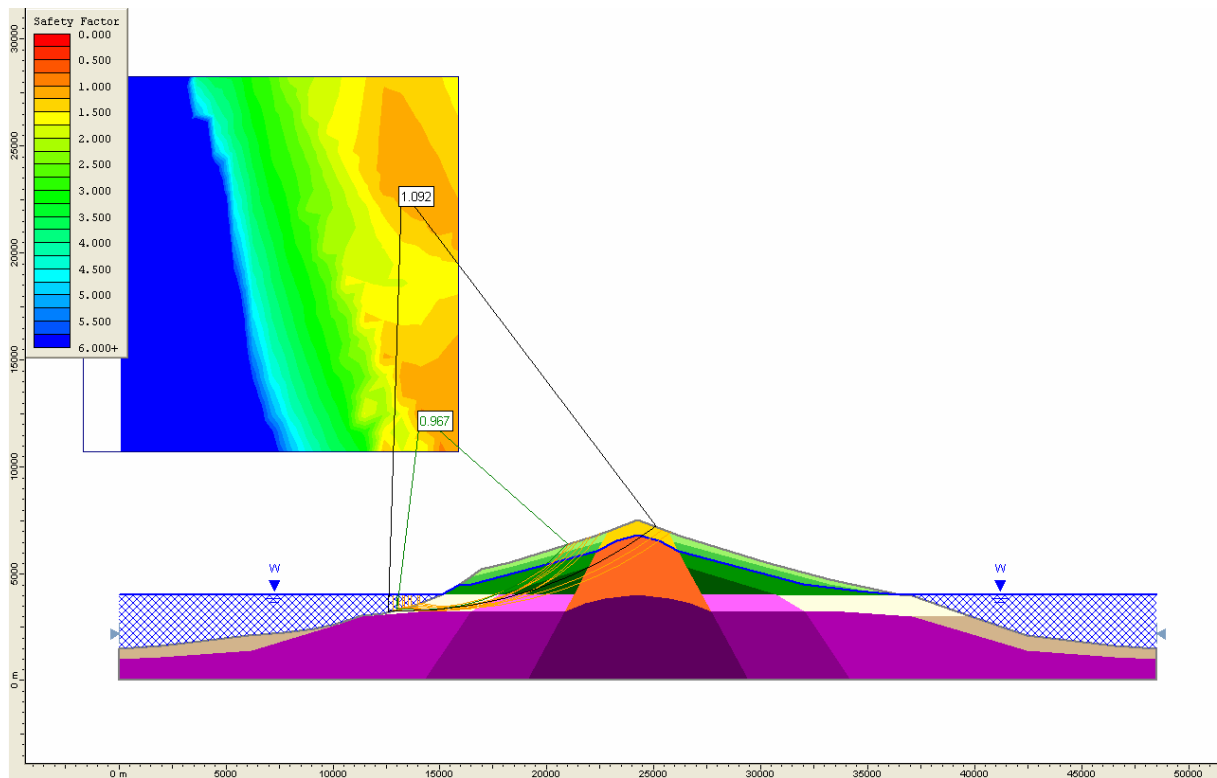
SITUACIÓN 2. TRAS LA ROTURA DE LA ZONA INESTABLE (MÁS REPRESENTATIVA) DE LA SITUACIÓN 1



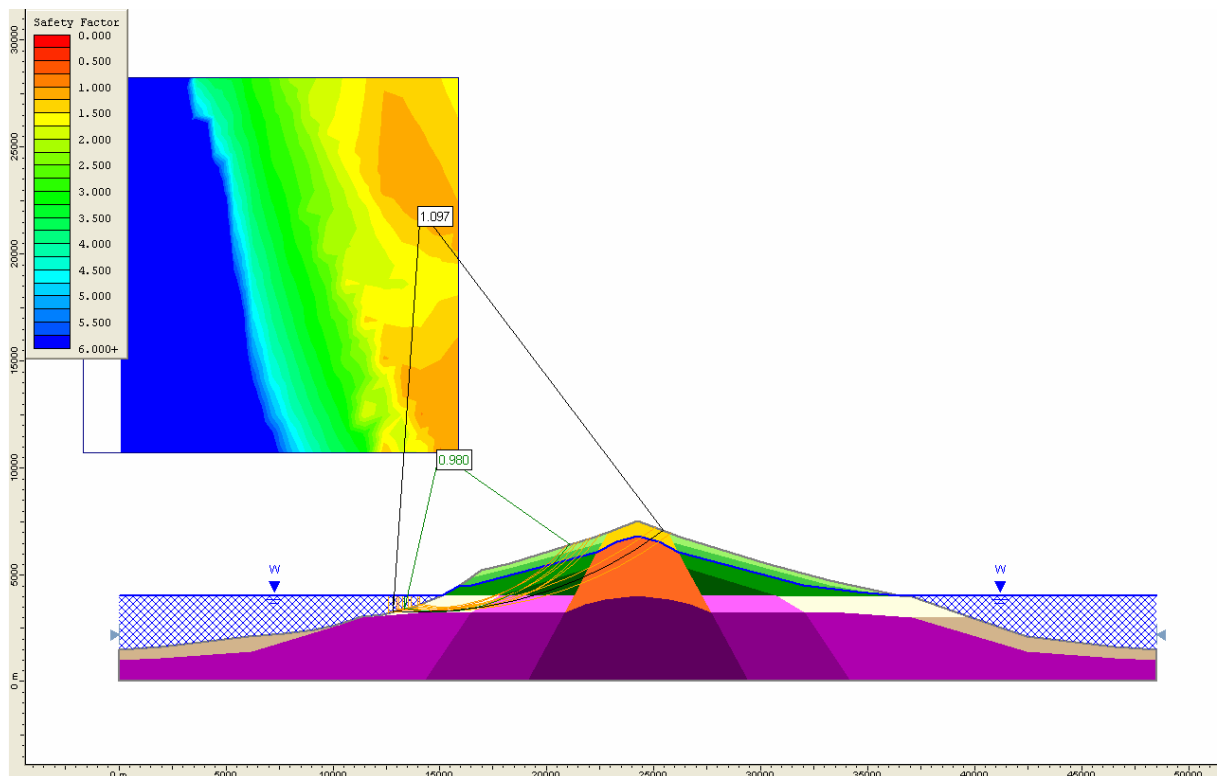
Material fragmentario submarino: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$, $F_s = 0,93$ (Situación 2)



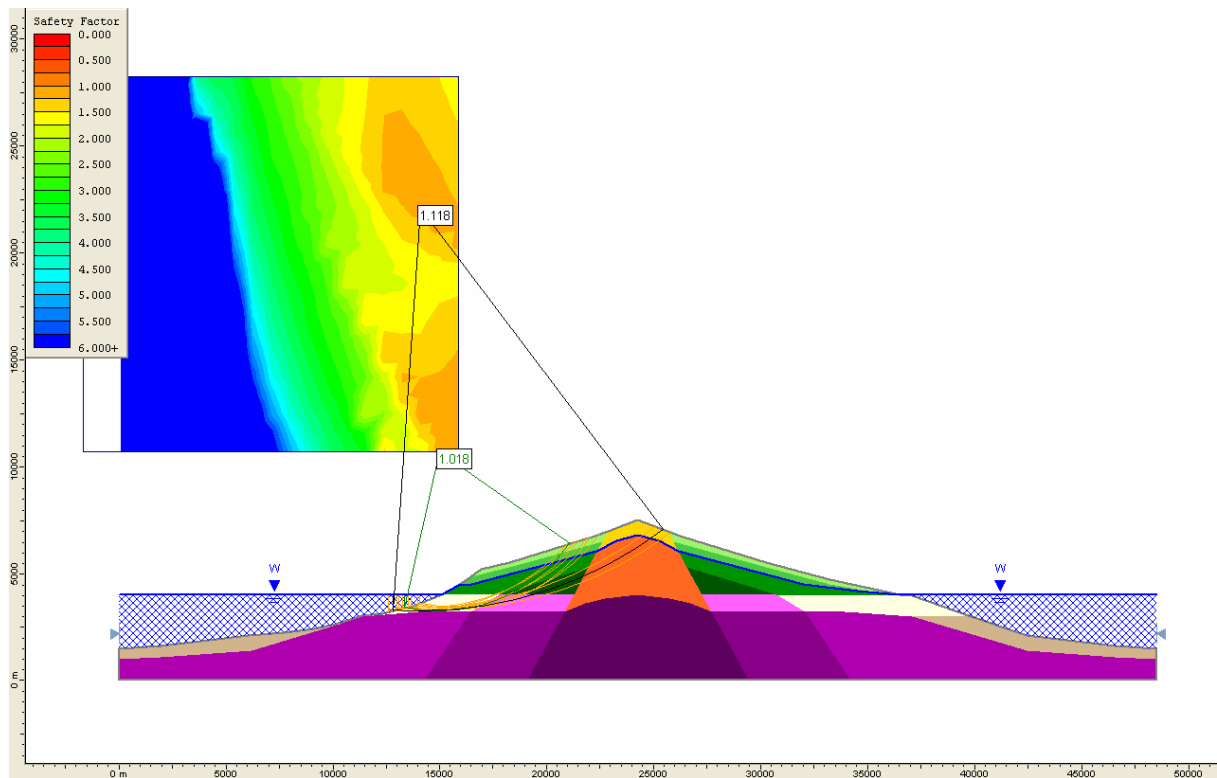
Material fragmentario submarino: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$, $F_s = 0,95$ (Situación 2)



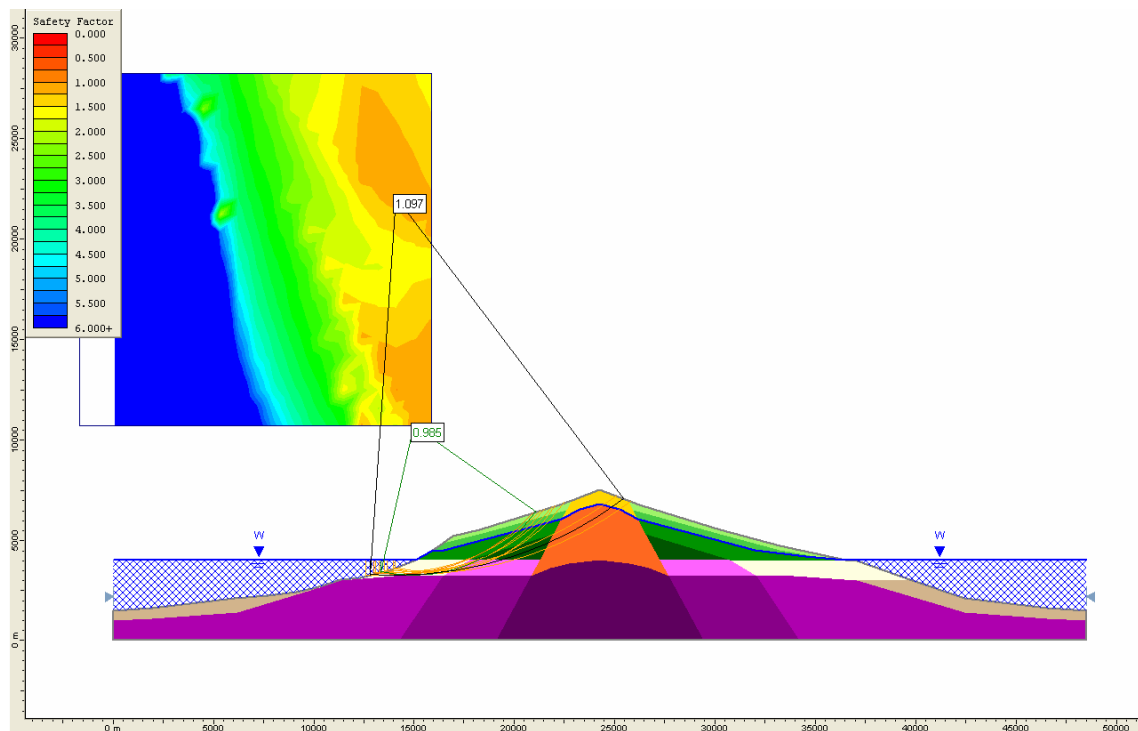
Material fragmentario submarino: $c = 0,4 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$, $F_s = 0,97$ (Situación 2)



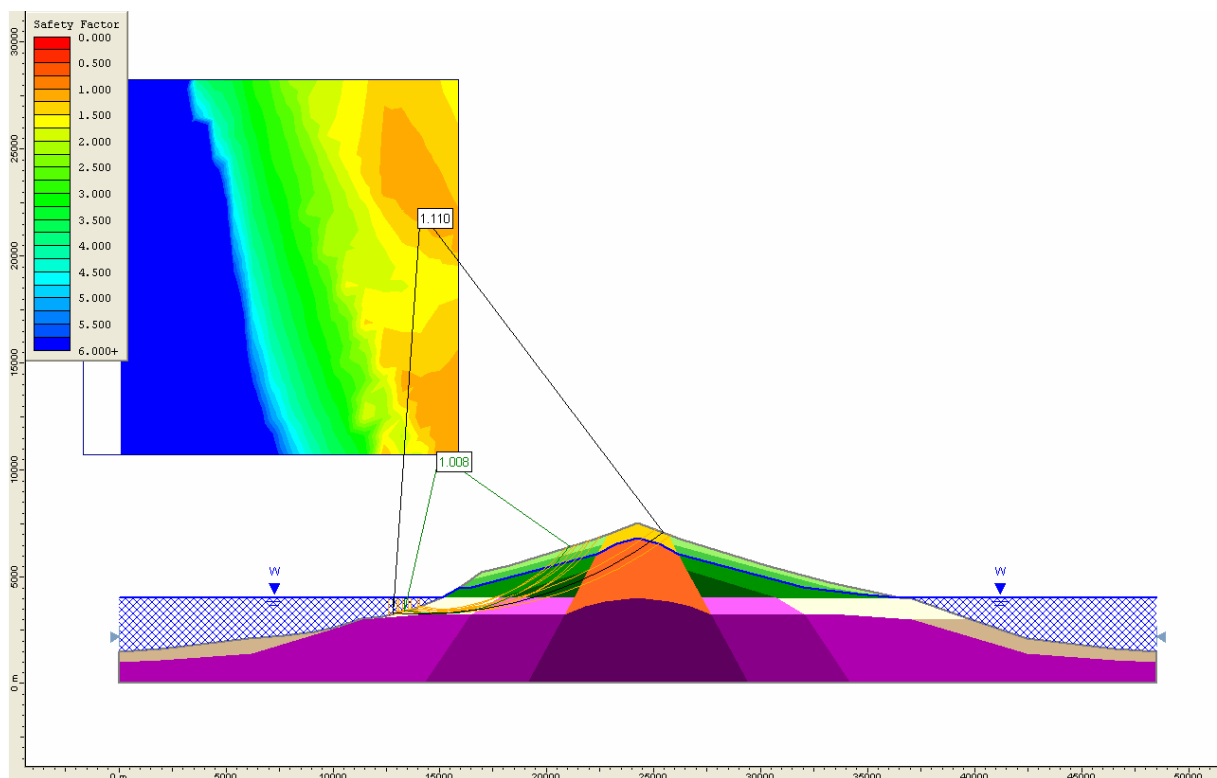
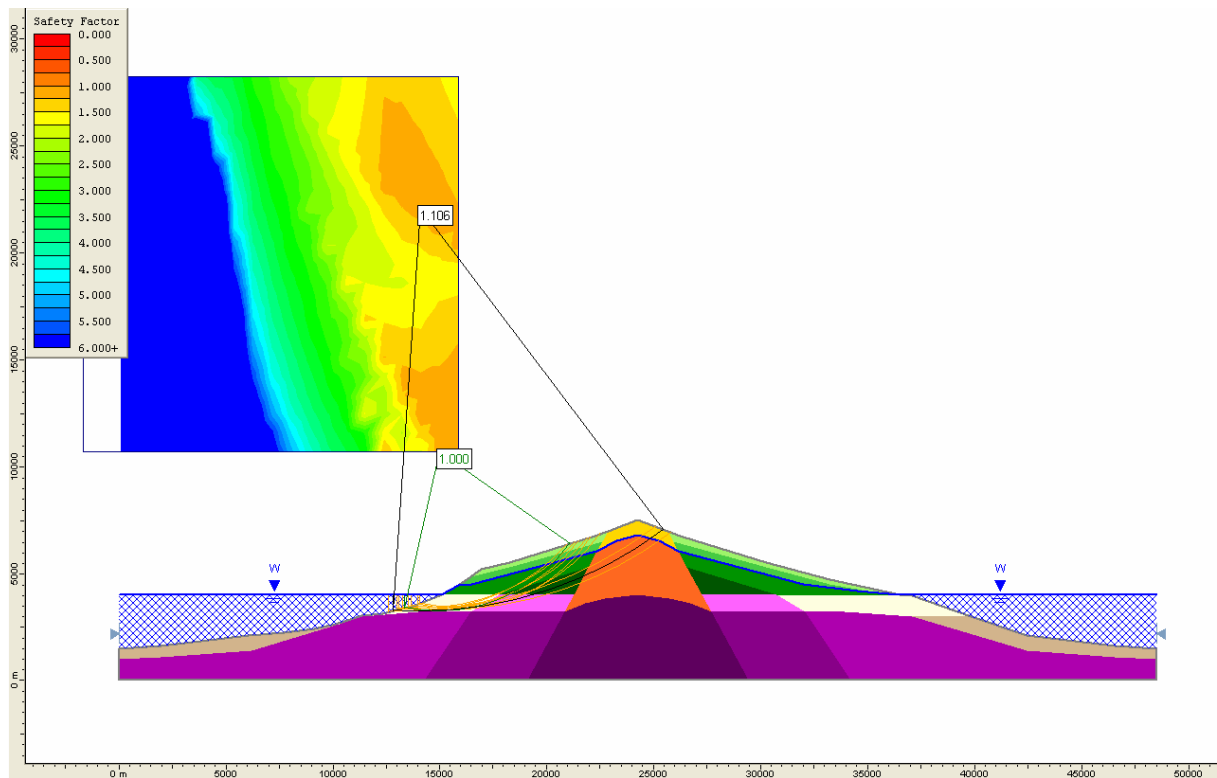
Material fragmentario submarino: $c = 0,5 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$, $F_s = 0,98$ (Situación 2)

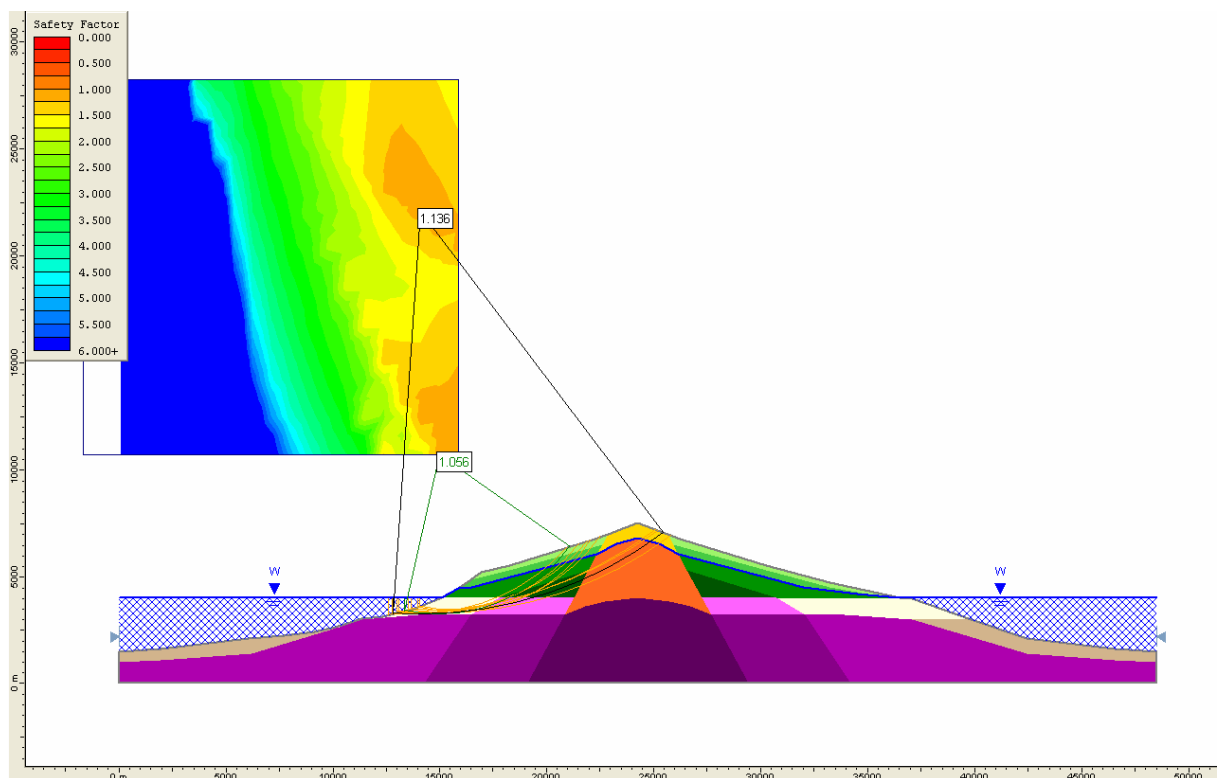
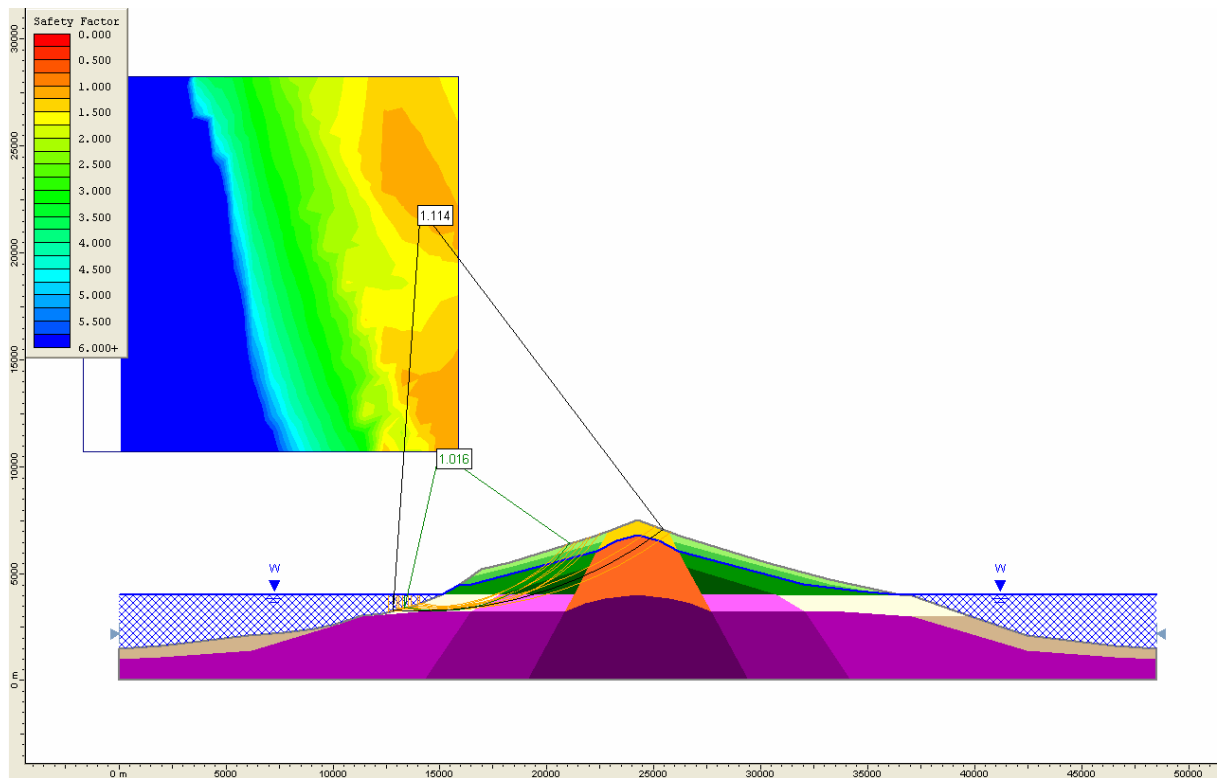


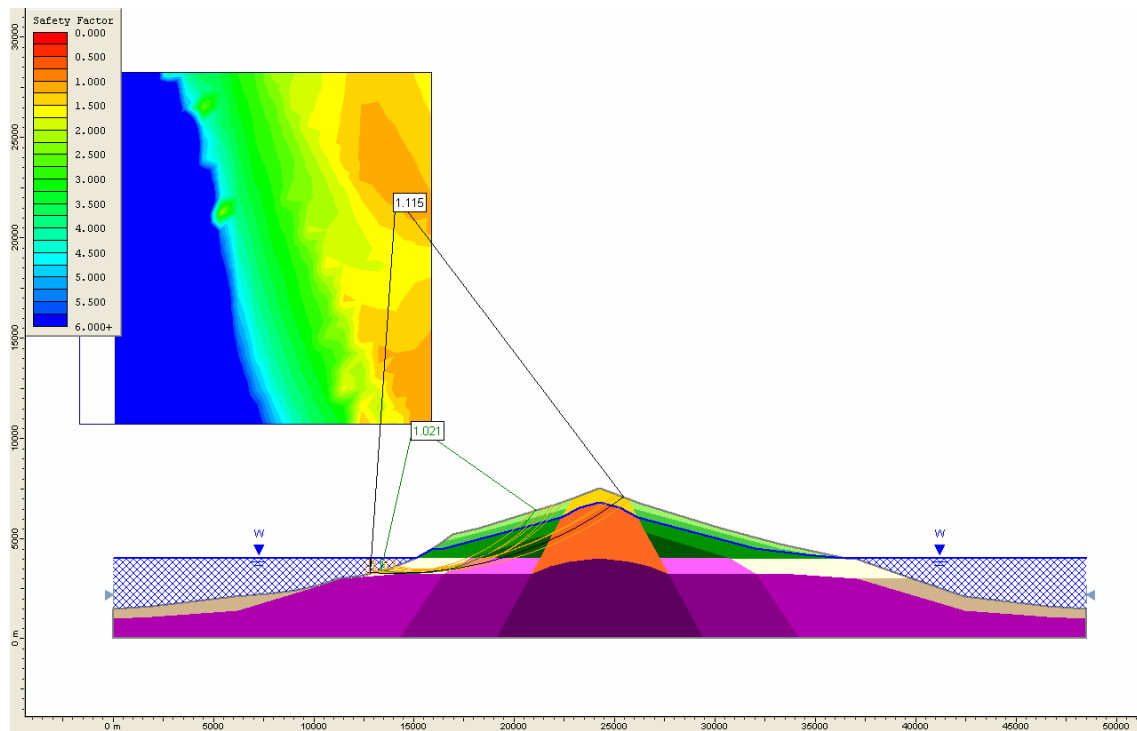
Material fragmentario submarino: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 10^\circ$, $F_s = 1,02$ (Situación 2)



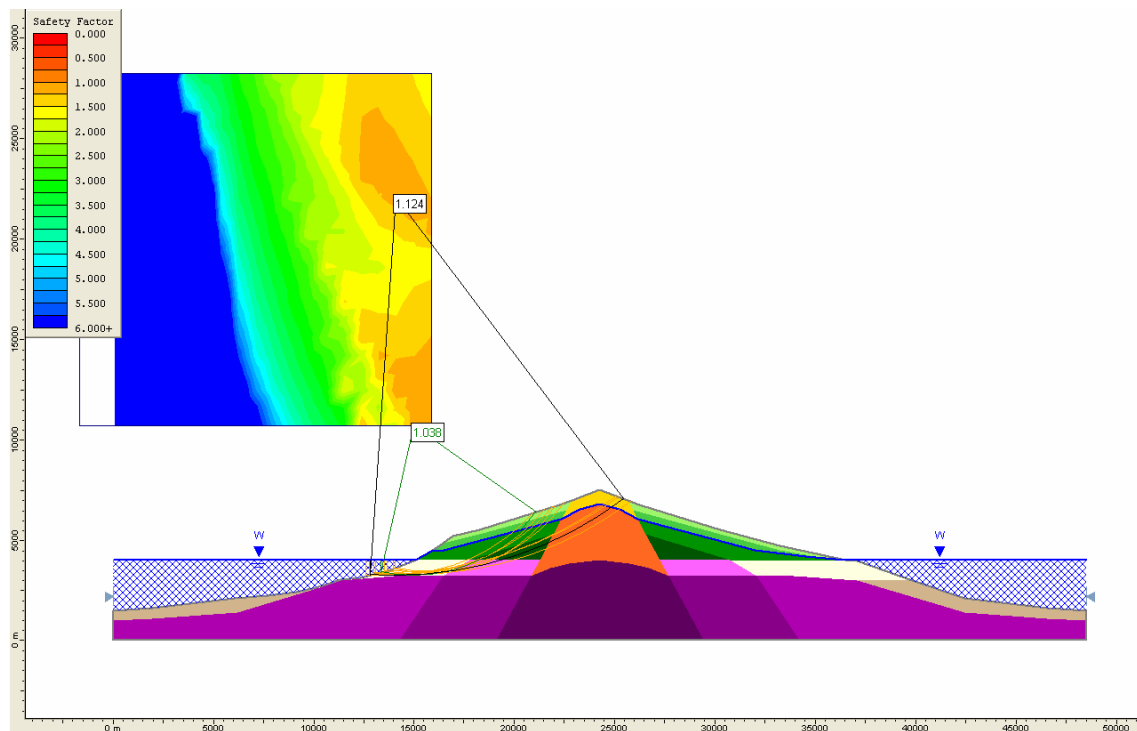
Material fragmentario submarino: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 12^\circ$, $F_s = 0,98$ (Situación 2)



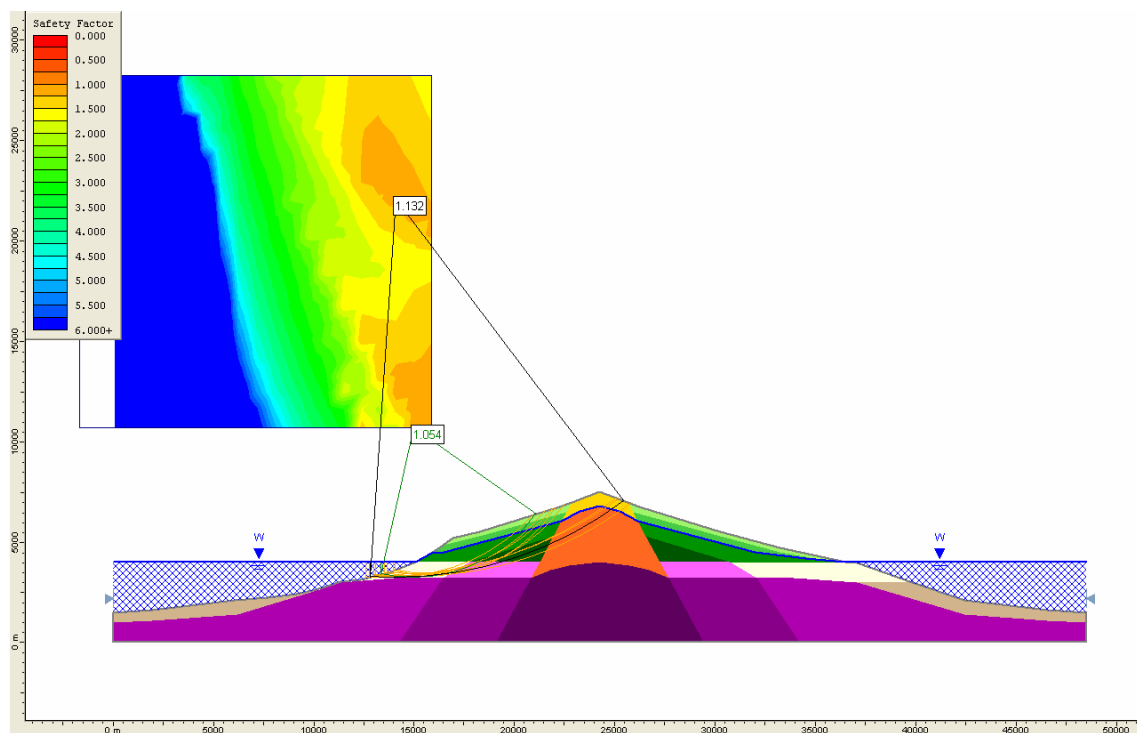
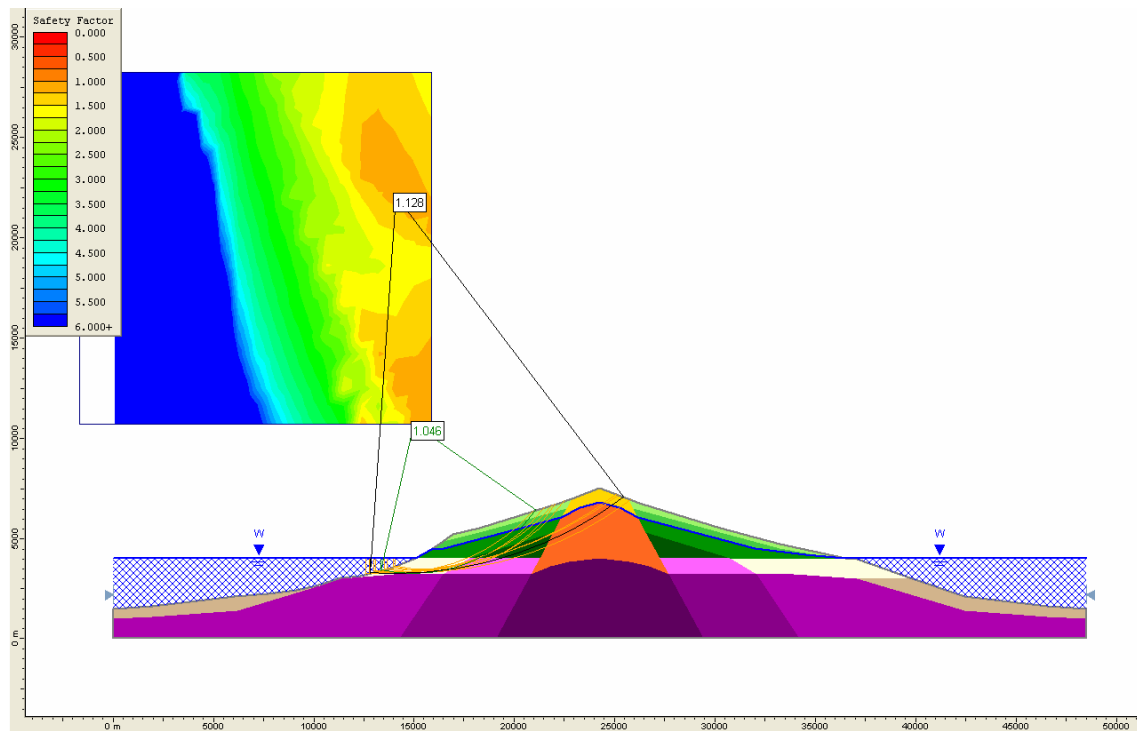


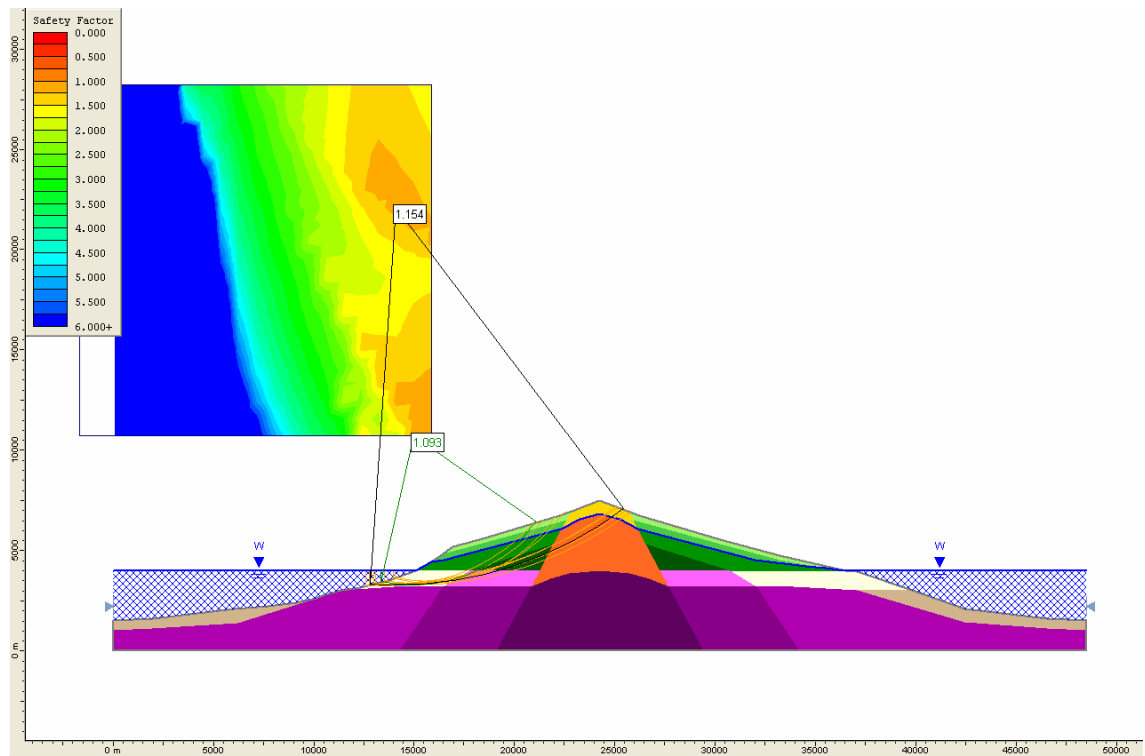


Material fragmentario submarino: $c = 0,1 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,02$ (Situación 2)



Material fragmentario submarino: $c = 0,3 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,04$ (Situación 2)





Material fragmentario submarino: $c = 1 \text{ MPa}$, $\phi = 14^\circ$, $F_s = 1,09$ (Situación 2)

